

Ableitung glaziologischer Parameter aus ERS-SAR-Daten auf der Antarkti- schen Halbinsel

Masterarbeit im Master-Studiengang
Physische Geographie

Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg
Institut für Geographie



Peter Friedl

Betreuer: Prof. Dr. Matthias Braun

Erlangen, 2015

Inhaltsverzeichnis

Abkürzungen	I
Abbildungsverzeichnis	IV
Tabellenverzeichnis	VII
1 Einleitung.....	1
2 Grundlagen der SAR-Fernerkundung und -Prozessierung	5
2.1 SAR (Synthetic Aperture Radar).....	5
2.2 InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar)	9
2.3 DInSAR (Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar).....	14
2.4 Offset-Tracking-Verfahren	18
3 Allgemeingeographischer Überblick über die Antarktische Halbinsel und die Testgebiete	22
4 Datengrundlage	30
4.1 ERS-SAR-Daten	30
4.2 Problematik bei der Auswahl und der Akquise der ERS-SAR-Daten	34
4.3 Präzise Orbitdaten.....	36
4.4 Hilfsdaten	38
5 Datenprozessierung und Ergebnisse	40
5.1 Vorbereitung der Daten für die Prozessierung.....	41
5.2 Koregistrierung	41
5.2.1 Grobregistrierung.....	43
5.2.2 Feinregistrierung.....	44
5.2.3 Ergebnis der Koregistrierung.....	48
5.2.4 Erstellung der Transformationsgleichung	50
5.3 Erstellung von Kohärenzkarten und Interferogrammen.....	51
5.3.1 Kohärenz als interferometrisches Qualitätsmaß	52
5.3.2 Quellen von Dekorrelation	54
5.3.2 a Thermische Dekorrelation	55
5.3.2 b Geometrische Dekorrelation	55
5.3.2 c Dopplerzentroid-Dekorrelation	57
5.3.2 d Volumetrische und zeitliche Dekorrelation	58
5.3.3 Resampling der Slave-Szene in die Geometrie des Master-SLC	60
5.3.4 Erstellung des initialen Interferogramms	61

5.3.5	<i>Bestimmung der Baseline</i>	64
5.3.6	<i>Korrektur der Flachen Erde</i>	66
5.3.7	<i>Erste Bestimmung der Kohärenz</i>	67
5.3.8	<i>Filtern des Interferogramms und finale Kohärenzbestimmung</i>	70
5.3.9	<i>Gesamtergebnis der Kohärenzbestimmung</i>	72
5.3.10	<i>Geokodierung der Kohärenzkarten</i>	76
5.3.11	<i>Phase-Unwrapping (Minimum Cost Flow-Algorithmus)</i>	79
5.4	Erstellung der doppelt differenzierten Interferogramme und Bestimmung der Grounding Line	83
5.4.1	<i>Zur Bedeutung der Grounding Line</i>	84
5.4.2	<i>Prozessierung der doppelt differenzierten Interferogramme</i>	87
5.5	Erstellung der Fließgeschwindigkeitskartierungen mittels Offset-Tracking.....	93
6	Zusammenfassung und Ausblick	98
 Literaturverzeichnis		I
Eidesstattliche Erklärung		XV

Abkürzungen

AAD: Australian Antarctic Division

ASTER: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

AMI: Advanced Microwave Instrument

BKG: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie

CPD: Circumpolar Deep Water

CSA: Canadian Space Agency

DEM: Digital Elevation Model

DEOS: Delft Institute for Earth-Oriented Space Research

DInSAR: Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar

DFD: Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum am DLR

DLR: Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt

ERS: European Remote Satellite

ESA: European Space Agency

EOLI-SA: Earth Observation Link – Stand Alone

FFT: Fast-Fourier-Transform (Schnelle Fourier Transformation)

GARS O'Higgins: German Antarctic Receiving Station O'Higgins

GCP: Ground Control Points

GTC: Geocoded Terrain Corrected

GDAL: Geospatial Data Abstraction Library

GLAS: Geosciences Laser Altimeter System

GPS: Global Positioning System

GRACE: Gravity Recovery and Climate Experiment

ICESat: Ice Cloud and land Elevation Satellite

INACH: Instituto Antartico Chileno (Chilenisches Antarktis-Institut)

InSAR: Interferometric Synthetic Aperture Radar

IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change

ITU: International Telecommunications Union

Landsat ETM: Landsat Enhanced Thematic Mapper

Landsat TM: Landsat Thematic Mapper

LOS: Line of Sight (entspricht Slant Range)

LRR: Laser Retro-Reflectors

MCF: Minimum-Cost-Flow

MLI: Multilook Intensity Image

MOA: MODIS-based Mosaic of Antarctica

NASA: National Aeronautics and Space Administration

NSIDC: National Snow & Ice Data Center

ODR: Orbital Data Records

PAF: Processing and Archiving Facility

PRARE: Precise Range and Range-rate Equipment

Radar: RAdio Detection and Ranging

RAMP: Radarsat Antarctic Mapping Project

SAR: Synthetic Aperture Radar

SIRAL: SAR Interferometer Radar Altimeter

SCAR: Scientific Committee on Antarctic Research

SLC: Single Look Complex

SLE: Sea Level Equivalent

SLR: Satellite Laser Ranging

SNR: Signal to Noise Ratio

TanDEM-X: TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement

USGS: U.S. Geological Survey

WGS 84: World Geodetic System 1984

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Verteilung des Massenverlustes/-gewinns auf dem antarktischen Kontinent für den Zeitraum 2003 – 2012 in Zentimetern Wasseräquivalent pro Jahr, ermittelt durch GRACE.....	2
Abbildung 2: Kumulativer Massenverlust des antarktischen und des grönländischen Eisschildes sowie von Gletschern außerhalb der polaren Eisschilde in Gt und mm (SLE), basierend auf den jährlichen Mittelwerten mehrerer Studien	3
Abbildung 3: Aufnahmegeometrie eines seitlich blickenden SAR-Sensors	6
Abbildung 4: Gegenüberstellung der Abbildung in Slant Range- und in Ground Range-Geometrie.....	7
Abbildung 5: Abbildungsgeometrie eines Repeat-Pass-SAR-Systems mit Across-Track-Interferometrie	10
Abbildung 6: Bestandteile der InSAR-Phase	10
Abbildung 7: Height of Ambiguity für ERS	13
Abbildung 8: Grundprinzip des Phase-Unwrapping	14
Abbildung 9: Interpolierte Jahresmitteltemperaturen im Jahr 2000 auf der Antarktischen Halbinsel mit der -9°C-Isotherme	23
Abbildung 10: Nördliche Antarktische Halbinsel mit den mittleren Sommertemperaturen (°C), der Beobachtungsdauer in Jahren und dem mittleren sommerlichen Erwärmungstrend (°C/Jahr) zuzüglich der statistischen Signifikanz (%) für den Zeitraum von 1965 – 2004, gemessen an verschiedenen Klimastationen	24
Abbildung 11: Übersicht über die auf der Antarktischen Halbinsel gelegenen Eisschelfe im Jahr 2012 und die zwei, über dem nördlichen Larsen C-/südlichen Larsen B- und dem ehemaligen Wordie-Eisschelf gelegenen Testgebiete.....	26
Abbildung 12: Übersicht über das Larsen-Testgebiet und seine Zuflussgletscher.....	27
Abbildung 13: Übersicht über das Wordie-Testgebiet und die zugehörigen Zuflussgletscher	29
Abbildung 14: Screenshot der Datenbestellung über EOLI-SA.....	35
Abbildung 15: Tatsächliche Abdeckung der bestellten SLC's (Larsen C/B-Eisschelf, Daten der dritten Eisphase 2011).	36
Abbildung 16: Delft-Orbits für ERS-1, ERS-2 und Envisat.	38
Abbildung 17: Übersicht (Workflow) über die durchgeführten Prozessierungsschritte	40
Abbildung 18: Auswirkungen der Genauigkeit der Koregistrierung auf die Kohärenz.....	42
Abbildung 19: Abhängigkeit der Kohärenz vom verwendeten Koregistrierungsverfahren: Kohärenztracking und Intensitättracking	47
Abbildung 20: Koregistrierungsgenauigkeit (Standardabweichung in Range pro Pixel) in Abhängigkeit von der Temporal Baseline.....	49

Abbildung 21: Koregistrierungsgenauigkeit (Standardabweichung in Range pro Pixel) in Abhängigkeit von der Länge der Perpendicular Baseline	50
Abbildung 22: Übersicht (Workflow) über die durchgeführten Prozessierungsschritte bei der Erstellung der Interferogramme und der Kohärenzkarten.....	52
Abbildung 23: Geometrische Dekorrelation in Abhängigkeit von der Perpendicular Baseline und der Topographie (Hangneigung)	56
Abbildung 24: Schematische Darstellung der Eindringtiefe und Volumenstreuung von Radarwellen verschiedener Wellenlänge in den Medien Eis, Vegetation und Boden	59
Abbildung 25: Ausschnitt des initialen Interferogramms aus den Tandemdaten vom vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 für das Larsen-Testgebiet.	63
Abbildung 26: Prinzip der Abschätzung der Interferometric Baseline anhand der Orbit-Informationen im TCN-Referenzsystem	64
Abbildung 27: Ausschnitt des um die Fläche Erde bereinigten Interferogramms aus den Tandemdaten vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 für das Larsen-Testgebiet	67
Abbildung 28: Kohärenz (0-1) für die Tandem-Bildpaare 23.11.1995-24.11.1995 (Larsen-Testgebiet, A) und 27.10.1995-28.10.1995 (Wordie-Testgebiet, B) nach der ersten Kohärenzbestimmung.	69
Abbildung 29: Ausschnitt eines um die Fläche Erde bereinigten Interferogramms in Radargeometrie (Larsen, 02.02.1994 – 05.02.1994) nach Filterung mit $\alpha = 0.35$ (A) und $\alpha = 0.7$ (B) sowie einer Fenstergröße von jeweils 16 x 16 Pixeln	71
Abbildung 30: Kohärenz (0-1) für die Tandem-Bildpaare 23.11.1995-24.11.1995 (Larsen-Testgebiet, A) und 27.10.1995-28.10.1995 (Wordie-Testgebiet, B) nach Filterung.....	72
Abbildung 31: Durchschnittlich erzielte Kohärenz nach Filterung in Abhängigkeit von der Temporal Baseline	72
Abbildung 32: Durchschnittlich erzielte Kohärenz nach Filterung in Abhängigkeit von der Länge der Perpendicular Baseline)	73
Abbildung 33: Zeitliche Dekorrelation am Beispiel des Wordie-Testgebiets. Kohärenzbilder für Daten aus der Tandem- und der zweiten Eisphase mit unterschiedliche Temporal Baselines	74
Abbildung 34: Simulierten Intensitätsbild aus RAMP-DEM (A) und MLI (B) im Vergleich. Kritische Bereiche sind mit roten Umrandungen gekennzeichnet.	78
Abbildung 35: Ausschnitt der für die Tandemdaten vom vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 (Larsen-Testgebiet) erstellten Kohärenzmaske	81
Abbildung 36: Ausschnitt des Unwrapped Interferogramms aus den Tandemdaten vom vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 für das Larsen-Testgebiet.	83

<i>Abbildung 37: Schematische Darstellung der Grounding Zone und idealtypisches doppelt differenziertes Interferogramm im Bereich der Grounding Zone.....</i>	<i>85</i>
<i>Abbildung 38: Marine Ice-Shet Instability-Hypothese.....</i>	<i>87</i>
<i>Abbildung 39: Übersicht (Workflow) über die durchgeführten Prozessierungsschritte bei der Erstellung der doppelt differenzierten Interferogramme.....</i>	<i>88</i>
<i>Abbildung 40: Doppelt differenzierte (wrapped) Interferogramme aus den Tandem-Interferogrammen 23.11.1995-24.11.1995 und 26.02.1996-27.02.1996 (Larsen-Testgebiet, A) sowie 27.10.1995-28.10.1995 und 09.02.1996-10.02.1996 (Wordie-Testgebiet, B).....</i>	<i>90</i>
<i>Abbildung 41: Vergleich der anhand des um die Fläche Erde bereinigten Interferogramms aus den Tandemdaten vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 ermittelten Lage der Grounding Line im Bereich der Churchill Halbinsel (Larsen C-Eisschelf) ...</i>	<i>92</i>
<i>Abbildung 42: Übersicht (Workflow) über die durchgeführten Prozessierungsschritte bei der Erstellung der Gletscherfließgeschwindigkeitskarten mittels Intensitätstracking</i>	<i>93</i>
<i>Abbildung 43: Oberflächengeschwindigkeiten der Zuflussgletscher des Wordie-Eisschelfs in m/Tag, generiert mittels Intensitätstracking zwischen den Szenen vom 20.6.2011 und 23.6.2011</i>	<i>96</i>
<i>Abbildung 44: Oberflächengeschwindigkeiten ausgewählter Zuflussgletscher des Larsen C/B--Eisschelfs in m/Tag, generiert mittels Intensitätstracking zwischen den Szenen vom 02.2.1994 bis 05.2.1994.</i>	<i>97</i>

Tabellenverzeichnis

<i>Tabelle 1: Radio- und Mikrowellen-Frequenzbänder</i>	<i>6</i>
<i>Tabelle 2: Vor- und Nachteile von Methoden zur Ermittlung von Gletscherfließgeschwindigkeiten mittels SAR-Daten</i>	<i>21</i>
<i>Tabelle 3: Veränderung der Flächen der auf der Antarktischen Halbinsel gelegenen Eisschelfe</i>	<i>25</i>
<i>Tabelle 4: Hauptinstrumente von ERS-1/2.....</i>	<i>31</i>
<i>Tabelle 5: ERS-1 und ERS-2 Missionsphasen.....</i>	<i>32</i>
<i>Tabelle 6: Kombination der verwendeten ERS-SAR-Szenen für beide Testgebiete (Larsen C/B- und Wordie-Eisschelf)......</i>	<i>33</i>

1 Einleitung

Der anthropogene Klimawandel ist Gegenstand des aktuellen politischen und gesellschaftlichen Diskurses. Hierbei sind verlässliche Informationen über die rezenten und künftigen ökologischen sowie sozialen Auswirkungen eines durch die Einbringung anthropogener Treibhausgase verursachten globalen Temperaturanstiegs von großer Bedeutung (IPCC 2013).

Innerhalb des globalen Klimasystems spielen die Kryosphäre und sämtliche ihr zugeordnete Komponenten (z.B. Gletscher, Eisschelfe, Inlandeismassen und Meereismassen) eine entscheidende Rolle. Sie können, nicht zuletzt wegen ihres Einflusses auf den Oberflächenergiehaushalt der Erde, auf den globalen Wasserkreislauf sowie auf den Meeresspiegel als grundlegende Faktoren für die physikalischen, biologischen und sozialen Umweltbedingungen weiter Teile der Erdoberfläche gesehen werden. Aufgrund ihrer starken Temperaturabhängigkeit sind die Kryosphärenelemente jedoch zugleich auch sensible Anzeiger für klimatische Veränderungen (Vaughan et al. 2013). Diese Eigenschaften machen die Kryosphäre zu einem Objekt, welches bei der Abschätzung von Auswirkungen des Klimawandels einer besonderen Aufmerksamkeit bedarf.

Die als Untersuchungsgebiet dieser Arbeit herangezogene Antarktische Halbinsel unterlag innerhalb der letzten Dekaden einem starken Erwärmungstrend. So erhöhten sich hier die mittleren Jahrestemperaturen während der vergangenen 50 Jahre stellenweise um bis zu ca. 3°C (King 1994; King und Harangozo 1998; Vaughan et al. 2001). Im Gegensatz dazu weisen die Temperaturverläufe für den Rest des Antarktischen Kontinents nur geringe Veränderungen auf (Turner et al. 2009) und sind für das Innere des Kontinents im Mittel leicht negativ (Steig et al. 2009). Die durch den im Vergleich zum globalen Mittel und zum Rest der Antarktis starken atmosphärischen Temperaturanstieg ausgelöste Oberflächenschmelze (Barrand et al. 2013; Abram et al. 2013) und die damit verbundene Eis-Albedo-Rückkopplung (Vaughan et al. 2013) wird zudem von einem signifikanten Anstieg der Wassertemperaturen der den westlichen Teil der Antarktischen Halbinsel umgebenden Bellingshausensee (Meredith und King 2005; Schmidtke et al. 2014) und der östlich der Antarktischen Halbinsel gelegenen Weddelsee (Robertson et al. 2002) begleitet. Diese Faktoren führen trotz gesteigerter Niederschläge bzw. Schneeakkumulation im Bereich der Antarktischen Halbinsel (van den Broeke, M. R. et al. 2006; Thomas et al. 2008) zu einem Rückgang der saisonalen Meereisausdehnung (Stammerjohn et al. 2008), zu einer Desintegration bzw. einem Schmelzen von umgebenden Eisschelfen (z.B. Vaughan et al. 2003; Braun et al. 2009; Braun und Humbert 2009; Cook und Vaughan 2010; Rignot et al. 2013) sowie zu einem Rückzug (z.B. Cook et al. 2005; Davies et al. 2012), einer Fließgeschwindigkeitserhöhung (z.B. Scambos 2004; Rignot 2004; Pritchard und Vaughan 2007; Rott et al. 2011) und

einem Massenverlust der Gletscher (z.B. Rignot et al. 2008; Shepherd et al. 2012; Sasgen et al. 2013; McMillan et al. 2014).

Letztgenannte Faktoren, welche die Landeismassen auf der Antarktischen Halbinsel betreffen, sind zusammen mit den hohen Massenverlusten des Amundsens-See-Sektors in der Westantarktis entscheidend für den Beitrag der gesamten Antarktis zum globalen Meeresspiegelanstieg (IPCC 2013; Sasgen et al. 2013; Sutterley et al. 2014). Dies ist der Fall, da in weiten Teilen der Ostantarktis aufgrund der dort vorherrschenden, generell sehr tiefen Temperaturen auch bei einer fortschreitenden Erwärmung durch die insgesamt gestiegenen Niederschlagsmengen tendenziell Eismasse aufgebaut wird (Abbildung 1) (Vaughan 2005; Moll 2008).

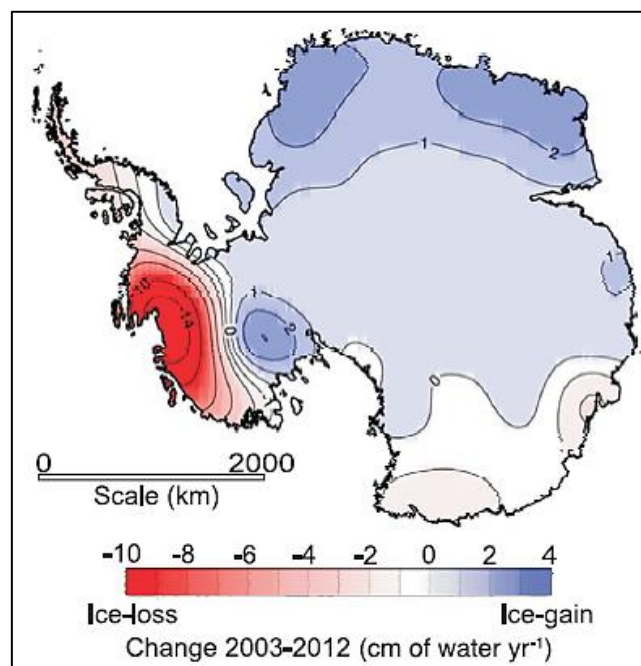


Abbildung 1: Verteilung des Massenverlustes/-gewinns auf dem antarktischen Kontinent für den Zeitraum 2003 – 2012 in Zentimetern Wasseräquivalent pro Jahr, ermittelt durch GRACE (verändert nach Stocker et al. 2013)

Wurde aufgrund der kompensatorischen Wirkung der Massengewinne in der Ostantarktis der Beitrag der gesamten Antarktis zum globalen Meeresspiegelanstieg in früheren Studien noch als unsicher eingestuft (Vaughan 2005; Lemke et al. 2007), so geht die im Rahmen des fünften IPCC-Reports durchgeführte Auswertung der jährlichen Mittelwerte 10 neuerer Arbeiten (Cazenave et al. 2009; Chen et al. 2009; Dong-Chen et al. 2009; Horwath und Dietrich 2009; Velicogna 2009; Wu et al. 2010; Rignot et al. 2011b; Shi et al. 2011; King et al. 2012; Tang et al. 2012) von einem positiven Beitrag der Antarktis zum globalen Meeresspiegelanstieg aus. Dieser betrug kumulativ für den Zeitraum zwischen 1992 und 2012 insgesamt ca. 6 mm (Abbildung 2) bzw. für den Zeitraum von 1993 – 2010 $0,27 (\pm 0,11)$ mm/a SLE und für den Zeitraum von 2005 – 2010 $0,41 (\pm 0,20)$ mm/a SLE (Vaughan et al. 2013).

Die oben genannten Abschätzungen bezüglich des Beitrags der Antarktis zum globalen Meeresspiegelanstieg resultieren aus Massenbilanzrechnungen, welche ihrerseits auf der Auswertung unterschiedlicher Fernerkundungsdaten basieren (Vaughan et al. 2013).

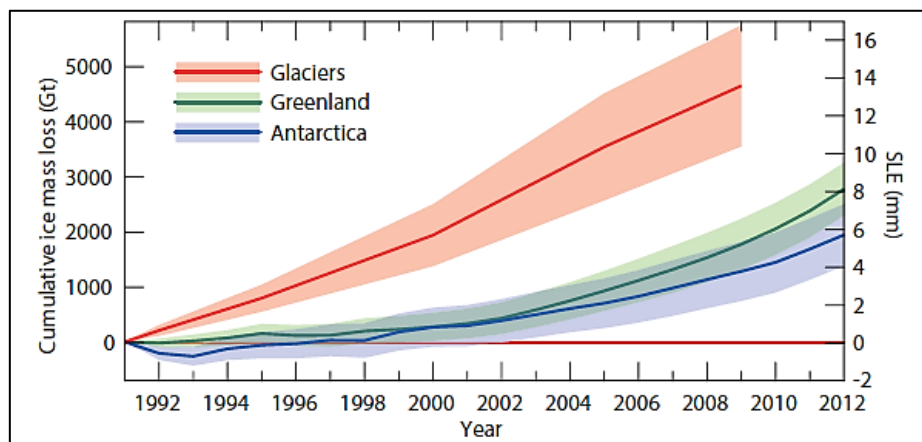


Abbildung 2: Kumulativer Massenverlust des antarktischen und des grönländischen Eisschildes sowie von Gletschern außerhalb der polaren Eisschilde in Gt und mm (SLE), basierend auf den jährlichen Mittelwerten mehrerer Studien (Vaughan et al. 2013)

Auch wenn bei ihrer Anwendung (insbesondere zum Zwecke der Validierung) nicht vollkommen auf Feldmessungen verzichtet werden kann, so bieten satelliten- oder flugzeuggestützte Datenerhebungen gegenüber klassischen In-situ-Messungen ein entschieden besseres Verhältnis zwischen räumlicher Abdeckung und finanziellen Aufwendungen (Bamber und Rivera 2007). Zum Zwecke der Massenbilanzbestimmung von Gletschern mittels Fernerkundung kommen unterschiedliche Sensoren und, damit einhergehend, verschiedene Methoden zur Datenerhebung zum Einsatz. Eine wichtige Rolle spielen neben multispektralen Satellitendaten (z.B. Landsat TM/ETM, ASTER), Laser-Altimeterdaten (z.B. GLAS auf ICESat), Radar-Altimeterdaten (z.B. ERS-Radaraltimeter, SIRAL auf Cryosat II) und Gravimetriedaten (z.B. GRACE), nicht zuletzt aufgrund ihrer Unabhängigkeit von der Wolkenbedeckung, insbesondere auch Daten satellitengestützter SAR-Systeme (z.B. ERS, TerraSAR-X/TanDEM-X) (Bamber und Rivera 2007; Zwally und Giovinetto 2011).

Bei der Bestimmung von Massenbilanzen mittels SAR können zwei Ansätze unterschieden werden: die Fluxgate- und die Geodätische (Volumetrische) Methode (Bamber und Rivera 2007). Bei ersterer wird die Massenbilanz über die Differenz zwischen dem an einer parallel zur Fließrichtung des Gletschers gelegenen Schnittlinie („gate“) ermittelten (Eis-)Massendurchfluss und der in dem Beobachtungszeitraum ermittelten (Schnee-)Massenakkumulation oberhalb der Schnittlinie berechnet. Im Falle von Schelfeis-speisenden Zuflussgletschern bildet die sog. Grounding Line eine geeignete Schnittlinie. Sie markiert den Übergang zwischen dem Festland und dem aufschwimmenden Schelfeis, und ihre Position kann mittels doppelt differenzierter SAR-Interferometrie ermittelt werden. Ferner erfordert die Berechnung der Massenbilanz Informationen über die Fließgeschwindigkeit des Eises und die Eismächtigkeit an der Schnittlinie bzw. Grounding Line sowie die bereits er-

wähnte Akkumulationsrate. Während die Eisgeschwindigkeit mittels DInSAR oder eines Tracking-Verfahrens bestimmt werden kann, geschehen die Ermittlung der Eismächtigkeit und der Akkumulationsrate über In-Situ-Messungen oder, im Falle der Eismächtigkeit von schelfeisspeisenden Gletschern, auch über eine vorherige Bestimmung der Höhe des aufschwimmenden Eises unter Annahme eines vorherrschenden hydrostatischen Gleichgewichts anhand eines DEM (Rignot 2002; Bamber und Rivera 2007; Joughin et al. 2010).

Die Geodätische (Volumetrische) Methode hingegen basiert auf der Annahme, dass innerhalb eines bestimmten Zeitraums stattgefundenene Höhenänderungen des Eises in Massenänderungen überführt werden können (Bamber und Rivera 2007). Hierzu wird die für die gesamte Gletscherfläche mittels DInSAR zwischen zwei Zeitpunkten ermittelte Höhenänderung mit einem meist als konstant angenommenen Eis-Dichtewert (i.d.R. 900 kg/m^3) multipliziert (Rott et al. 2014). Hierbei können interferometrische Kohärenzkarten unterstützend herangezogen werden, um die Fläche des betreffenden Gletschers zu bestimmen. Insbesondere im Falle von Schuttbedeckung eines Gletschers und bei Bewölkung bietet diese Methode Vorteile gegenüber der (ausschließlichen) Verwendung optischer Satellitendaten (Atwood et al. 2010; Frey et al. 2012; Jiang et al. 2011).

Ziel dieser Arbeit ist es, am Beispiel von zwei auf der Antarktischen Halbinsel gelegenen Testgebieten eine geeignete Prozessierungskette für die Generierung typischer glaziologisch relevanter Endprodukte, wie sie u.a. als Grundlage zur o.g. Bestimmung von Massenbilanzen herangezogen werden, aus SAR-Daten zu erstellen, welche im Rahmen der zwei ERS-Missionen (ERS-1: 1991 – 2000, ERS-2: 1995 – 2011) aufgenommen wurden. Bei den Produkten handelt es sich um Kohärenzkarten, Interferogramme, doppelt differenzierte Interferogramme und Fließgeschwindigkeitskartierungen. Hierbei sollen auch die Möglichkeiten und Grenzen dieser SAR-Daten für die Prozessierung der erwähnten Endprodukte aufgezeigt werden.

Dabei geschehen die hier durchgeführten Arbeiten in Hinblick auf das im Rahmen einer Promotion geplante Vorhaben einer kompletten Reprozessierung des während des zwanzigjährigen Betriebs der ERS-Satelliten an der Station GARS O'Higgins (betrieben vom DLR) empfangenen und am DFD (DLR) in Oberpfaffenhofen archivierten Datenbestands für die gesamte Antarktische Halbinsel. Hierbei sollen die o.g. glaziologischen Endprodukte generiert und interessierten Wissenschaftlern auf geeignete Weise zur Verfügung gestellt werden. Ferner werden sich durch die umfassende Reprozessierung neue Erkenntnisse aus Daten erhofft, welche bis jetzt noch keinen Eingang in wissenschaftliche Untersuchungen gefunden haben. Auch wenn der Wissenschaft mittlerweile modernere SAR-Systeme mit höchster räumlicher Auflösung zur Verfügung stehen (z.B. TerraSAR-X, TanDEM-X, Sentinel-1), bieten nur die beiden ERS-Missionen eine kontinuierliche Datenerhebung über einen Zeitraum

von 20 Jahren. Dies macht die ERS-Daten zu einer wertvollen Grundlage für die Durchführung von Zeitreihenanalysen zur Dokumentation von Auswirkungen klimatischer Veränderungen auf der Antarktischen Halbinsel. In Kombination mit Daten aus neuen Missionen ergibt sich so ein beachtliches Potential für künftige wissenschaftliche Untersuchungen.

Der Aufbau der Arbeit gliedert sich wie folgt: Nach einer Einführung in die Grundlagen der SAR-Fernerkundung wird zunächst ein allgemeingeographischer Überblick über die Antarktische Halbinsel bzw. die Testgebiete gegeben. Danach wird auf die in dieser Arbeit verwendeten Daten eingegangen, bevor die Prozessierung der vier Endprodukte ausführlich dargestellt wird. Hierbei werden nicht nur die einzelnen Prozessierungsschritte erläutert, sondern auch die Ergebnisse anhand von Beispielen vorgestellt und, soweit dies möglich war, evaluiert.

2 Grundlagen der SAR-Fernerkundung und - Prozessierung

2.1 SAR (Synthetic Aperture Radar)

Satellitengestützte Radarfernerkundungssysteme, deren Daten bei Interferometrie- und Trackinganwendungen verwendet werden, basieren auf dem von Carl Wiley 1951 entwickelten Prinzip der synthetischen Apertur (Synthetic Aperture Radar = SAR) (Holpp und Klausning 2000). Hierbei wird im Gegensatz zum Radarverfahren mit realer Apertur (Real Aperture Radar = RAR) über die Flugbewegung des Sensors eine künstlich (synthetisch) verlängerte Antenne erzeugt, mit welcher eine verbesserte Auflösung der resultierenden Radaraufnahmen in Flugrichtung (Azimutrichtung) erreicht werden kann (Details siehe unten) (Holpp und Klausning 2000; Sullivan 2008).

SAR ist ein Verfahren, bei welchem durch eine Antenne aktiv Mikrowellenpulse ausgesendet werden, die bei Auftreffen auf ein Objekt teils absorbiert und teils zur gleichen (monostatic) oder zu einer von der Sendeantenne getrennten (Empfangs-) Antenne (bistatic) zurückgeworfen werden (Bamler 2000; Hanssen 2010). Das kohärent empfangene Signal ist komplexwertig und beinhaltet die Phasen- und Amplitudeninformation der rückgestreuten Mikrowellen (Bamler 2000; Sullivan 2008). Radarsysteme können je nach Frequenz der von ihnen ausgesendeten Strahlung unterschiedlichen Frequenzbändern zugeordnet werden (Woodhouse 2006). Für die SAR-Fernerkundung spielen vor allem Sensoren eine Rolle, deren Frequenzen sich im L-, C- und X-Band befinden (Tabelle 1).

Tabelle 1: Radio- und Mikrowellen-Frequenzbänder. Die für die SAR-Fernerkundung relevanten Bänder sind rot umrandet. (verändert nach Lillesand et al. 2008)

Band Designation	Wavelength λ (cm)	Frequency $\nu = c\lambda^{-1}$ [MHz (10^6 cycles sec^{-1})]
K _a	0.75–1.1	40,000–26,500
K	1.1–1.67	26,500–18,000
K _u	1.67–2.4	18,000–12,500
X	2.4–3.75	12,500–8,000
C	3.75–7.5	8000–4000
S	7.5–15	4000–2000
L	15–30	2000–1000
P	30–100	1000–300

Ein von einem SAR-Sensor aufgenommenes Bild ist eine zweidimensionale Darstellung der Mikrowellenrückstreuungsfähigkeit des abgebildeten Teils der Erdoberfläche und weist eine bestimmte räumliche Auflösung auf (Bamler 2000). Die räumliche Auflösung eines seitlich aufnehmenden Radarsensors wird dabei durch die Auflösung in Flugrichtung (Azimuth Direction) und die Auflösung in Entfernungs- bzw. Blickrichtung (Range Direction) (Abbildung 3) definiert.

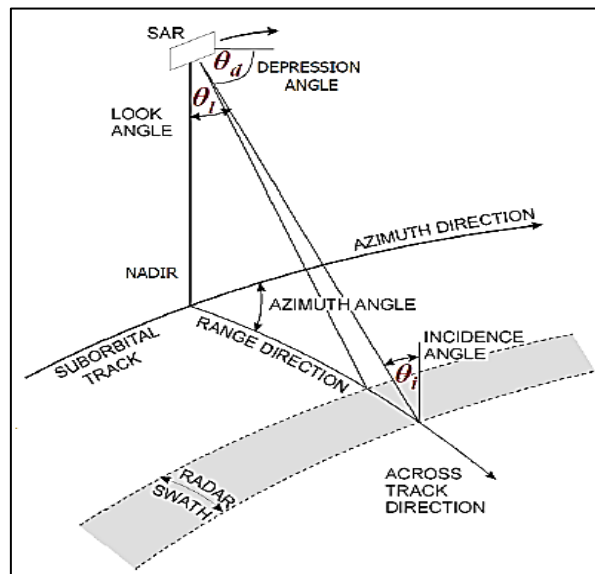


Abbildung 3: Aufnahmegeometrie eines seitlich blickenden SAR-Sensors (Braun 2001)

Die Auflösung in „Range“ δ_R wird allein von der Bandbreite in Range B_R bzw. der Zeit τ_P des Sendesignals (es gilt $B_R \approx \frac{1}{\tau_P}$) sowie der Lichtgeschwindigkeit c bestimmt und ist unabhängig von dem Einsatz einer synthetisch verlängerten Antenne und der Entfernung des Sensors zum Objekt bzw. der Aufnahmehöhe (Bamler 2000; Holpp und Klausing 2000; Sullivan 2008):

$$\delta_R = \frac{c}{2B_R} \approx \frac{\tau_P c}{2} \quad (1)$$

Aufgrund der Schrägsicht des Sensors kommt es jedoch ohne gesonderte Berücksichtigung des Einfallswinkels θ_i der Radarstrahlung (Incidence Angle, Abbildung 3) im Vergleich zu einer planimetrischen Projektion zu einer verzerrten Darstellung von Objekten an der Erdoberfläche (Rott 2009). Die ohne Beachtung des Einfallswinkels in Gl. (1) wiedergegebene Auflösung in der sog. „Slant Range“-Geometrie kann unter Einbeziehung von θ_i in die real am Boden erreichte Auflösung in der „Ground Range“-Geometrie δ_{RG} überführt werden (siehe auch Abbildung 4):

$$\delta_{RG} = \frac{\delta_R}{\sin(\theta_i)} \quad (2)$$

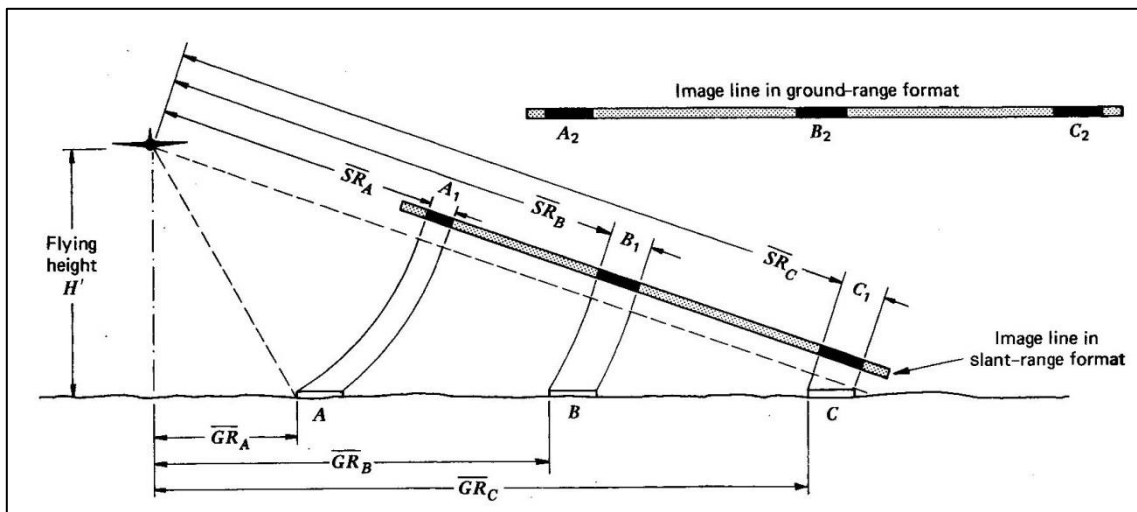


Abbildung 4: Gegenüberstellung der Abbildung in Slant Range- und in Ground Range-Geometrie (Lillesand et al. 2008)

Während die Antennenlänge keinen Einfluss auf die Auflösung in „Range“ hat, so ist sie der entscheidende Bestimmungsfaktor für die Azimutauflösung δ_A . Letztere ist im Falle eines RAR wie folgt definiert, wobei R den Abstand zwischen Sensor und Objekt (Slant Range-Distanz) und β die Strahlbreite bzw. Winkelauflösung des Radarsignals angibt:

$$\delta_{A(RAR)} = R \cdot \beta \quad (3)$$

Unter der Annahme, dass $\beta = \frac{\lambda}{L_{real}}$ gilt (λ = Wellenlänge des Radarsignals, L_{real} = Länge der realen Antenne), ergibt sich für die Azimutauflösung eines RAR:

$$\delta_{A(RAR)} = R \cdot \frac{\lambda}{L_{real}} \quad (4)$$

Die sich insbesondere für satellitengestützte Radarsysteme mit großer Flughöhe ergebende Problematik wird offensichtlich, wenn man die resultierende Auflösung in Azimut für die nachfolgenden exemplarischen Parameter betrachtet. So errechnet sich aus Gl. (4) exempla-

risch für ein RAR-System mit $L_{real} = 10$ m, $\lambda = 0.057$ m und $R = 850$ km eine unbefriedigende Azimutauflösung von $\delta_{A(RAR)} \approx 4,8$ km (Bamler 2000).

Um auch für solche Systeme eine akzeptable Auflösung zu erzielen, wird auf ein SAR zurückgegriffen. Hierbei wird während des Vorbeiflugs des Sensors eine synthetische Antennenapertur erzeugt, indem mehrere künstlich nacheinander gebildete Antennenelemente zu einer langen (synthetischen) Antenne zusammengesetzt werden (Holpp und Klausing 2000). Dies geschieht mithilfe eines sog. SAR-Prozessors, einer komplexen Software, welche unter Berücksichtigung der Doppler-Verschiebung pixelweise die entsprechenden kohärent empfangenen komplexwertigen Rohdaten (bestehend aus Amplituden- und Phasenlagen) phasenkorrigiert und so miteinander verknüpft, dass eine lange Antenne simuliert wird (Bamler 2000; Bürgmann et al. 2000).

Durch die Bildung der synthetischen Apertur mit der Länge L_{SA} lässt sich die Strahlbreite bzw. Winkelauflösung β_{SA} im Vergleich zum RAR wesentlich verbessern:

$$\beta_{SA} = \frac{\lambda}{2L_{SA}} \quad (5)$$

Der Faktor 2 in Gl. (5) rührt aus der unterschiedlichen Ansteuerung der Antennenelemente. Während bei einem RAR das Radarsignal von allen Elementen gleichzeitig abgestrahlt wird und der Phasengradient des Empfangssignals somit nur auf dem Signalarückweg entsteht, senden bei einem SAR die einzelnen Antennenelemente getrennt und nacheinander, so dass sowohl der Hinweg als auch der gleich lange Rückweg des Sendesignals in den Phasengradienten eingehen. Dadurch sind die Phasenunterschiede zwischen Sende- und Empfangssignalen im Falle eines SAR gerade doppelt so groß wie bei Verwendung einer realen Antenne (Holpp und Klausing 2000).

Die Länge der synthetischen Antenne L_{SA} entspricht der Strecke in Azimutrichtung, die von der realen Antenne beleuchtet wird, und ist somit gleich ihrer Azimutauflösung $\delta_{A(RAR)}$:

$$L_{SA} = \delta_{A(RAR)} = R \cdot \frac{\lambda}{L_{real}} \quad (6)$$

Durch Einsetzen von Gl. (6) in Gl. (5) erhält man für die maximale Winkelauflösung der synthetischen Apertur β_{SA} :

$$\beta_{SA} = \frac{L_{real}}{2R} \quad (7)$$

Somit ergibt sich für die maximale Azimutauflösung eines SAR $\delta_{A(SAR)}$, dass diese der halben realen Antennenlänge entspricht. Sie ist sowohl von der Wellenlänge als auch von der Slant Range-Distanz unabhängig. Letzteres ergibt sich daraus, dass sich die Länge der syn-

thetischen Apertur proportional zur Entfernung vergrößert (Holpp und Klausing 2000; Bamler 2000; Sullivan 2008):

$$\delta_{A(SAR)} = R \cdot \beta_{SA} = R \cdot \frac{L_{real}}{2R} = \frac{L_{real}}{2} \quad (8)$$

2.2 InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar)

Die interferometrische Verarbeitung von SAR-Daten bildet eine wichtige Grundlage für die Gewinnung von geophysikalischen Informationen mittels Radarfernerkundung. Es sei darauf hingewiesen, dass sich nachfolgende Ausführungen auf die sog. Across-Track-Interferometrie (Baseline parallel zur Flugrichtung) und nicht auf die zur Ermittlung von Objektbewegungen an der Erdoberfläche geeignete Along-Track-Interferometrie (Baseline quer zur Flugrichtung) (Gill und Runge 2004; Suchandt et al. 2010) beziehen.

Die InSAR-Prozessierung basiert auf der Analyse der Phasendifferenzen von Radarsignalen, welche von zwei räumlich getrennten SAR-Sensoren aus leicht unterschiedlichen Positionen zum Objekt entweder zeitgleich (Single Pass) oder mit einer sog. „Temporal Baseline“, also in einem gewissen zeitlichen Abstand (Repeat Pass) aufgenommen wurden (Abbildung 5) (Bamler und Hartl 1998; Rosen et al. 2000; Holpp und Klausing 2000; Rott 2009; Hanssen 2010). Die Phase gibt dabei die Position einer Welle innerhalb ihres wiederkehrenden Wellenzyklus zu einem beliebigen Zeitpunkt an, wobei sich ein Zyklus von $0^\circ - 360^\circ$ bzw. $0 - 2\pi$ rad erstreckt. Als Phasendifferenz $\Delta\phi$ wird der relative Versatz zwischen zwei Wellen bezeichnet. Dieser wird ebenfalls in Winkелеinheiten Grad ($0^\circ - 360^\circ$) oder in Radiant ($0 - 2\pi$) angegeben (Moll 2008). Die Phasendifferenz zwischen den aufgenommenen Radarsignalen wird pixelweise durch Multiplikation des komplexen Signals aus der ersten Radaraufnahme (Master-Image) mit dem komplex konjugierten Signal der zweiten Aufnahme (Slave-Image) ermittelt (genauer in Kapitel 5.3.4) (Rosen et al. 2000; Hanssen 2010). Wie aus Abbildung 5 und Gl. (9) ersichtlich wird, steht sie generell in direkter Beziehung zum Unterschied zwischen den beiden Slant Range-Distanzen der Sensoren $R_2 - R_1 = \Delta R$ (Bamler und Hartl 1998; Holpp und Klausing 2000; Rosen et al. 2000; Fletcher 2007; Rott 2009).

$$\Delta\phi = \phi_2 - \phi_1 = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \Delta R \quad (9)$$

Der Faktor 4 in Gl. (9) setzt voraus, dass das Radarsignal abwechselnd von Sensor 1 oder 2 ausgesendet wird und das zugehörige Rückstreusignal von demselben Sensor wieder empfangen wird (Repeat-Pass). Im Falle der Single-Pass-Interferometrie mit nur einer Sendeanenne ergibt sich ein Faktor von 2 (Holpp und Klausing 2000).

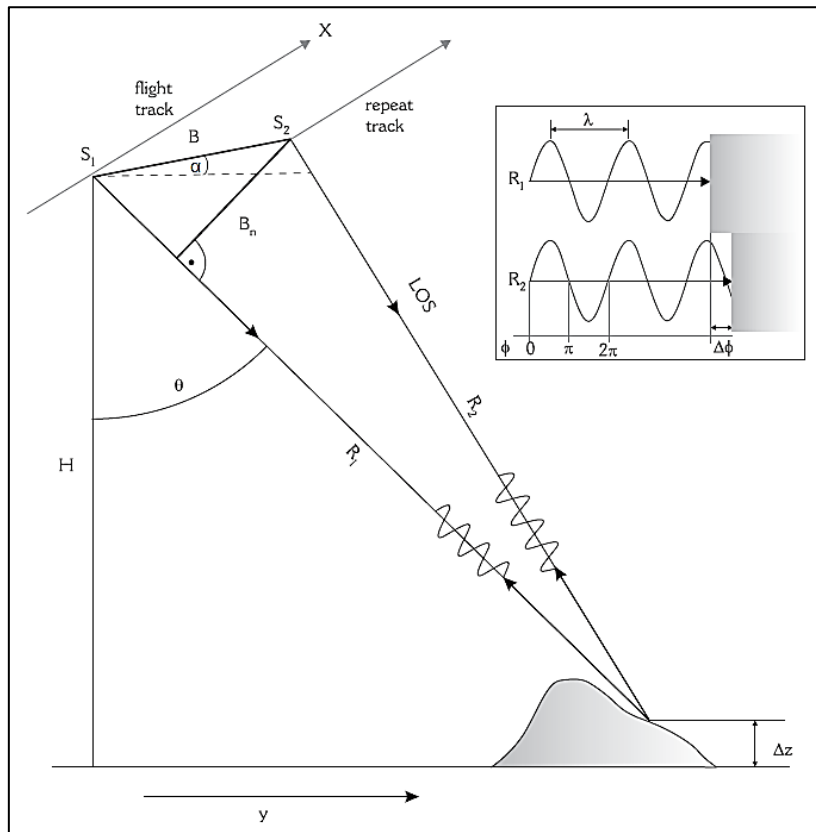


Abbildung 5: Abbildungsgeometrie eines Repeat-Pass-SAR-Systems mit Across-Track-Interferometrie (B = Interferometric Baseline = Abstand der Flugpfade von Sensor 1 und 2, B_n = Perpendicular Baseline, LOS = Line of Sight = Slant Range, R = Entfernungen der Sensoren zum Objekt (Slant-Range-Distanzen) , θ = Blickwinkel (Look Angle), α = Kippungswinkel (tilt angle) der Interferometric Baseline zur Horizontalen, H = Höhe von Antenne 1 über einer Bezugsebene, Δz = Geländehöhe) (Rott 2009)

Die Darstellung der Phasendifferenzen zwischen den beiden Radaraufnahmen erfolgt als 2π -Farbzyklen, den sog. „Fringes“ (Abbildung 25, Kapitel 5.3.4). Diese Fringes bilden wiederum das eigentliche Interferogramm. Dabei setzen sich die Phasendifferenzen im Falle von Repeat Pass-Aufnahmen aus folgenden Komponenten zusammen (siehe auch Abbildung 6):

$$\Delta\phi = \Delta\phi_{\text{Flache Erde}} + \Delta\phi_{\text{Topographie}} + \Delta\phi_{\text{Atmosphäre}} + \Delta\phi_{\text{Bewegung}} + \Delta\phi_{\text{Rauschen}} \quad (10)$$

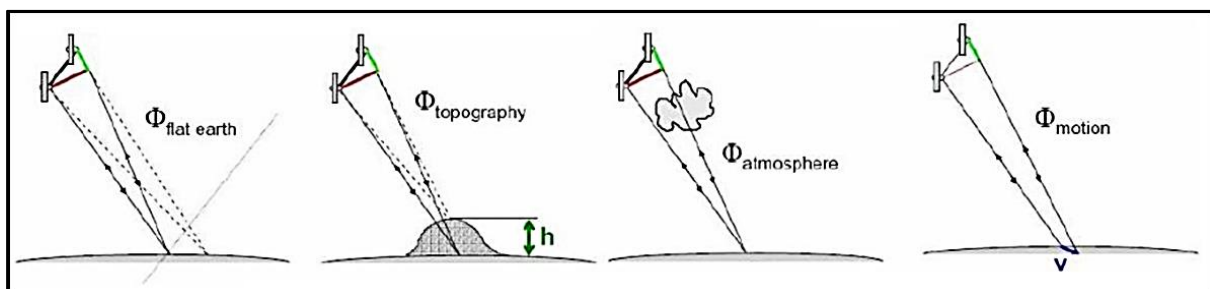


Abbildung 6: Bestandteile der InSAR-Phase (Sörgel 2006)

Hierbei geben $\Delta\phi_{\text{Flache Erde}}$ und $\Delta\phi_{\text{Topographie}}$ die Anteile an der Phasendifferenz an, welche durch eine Änderung des relativen Abstandes zwischen den beiden Sensorpositionen und dem Zielobjekt an der Erdoberfläche zustande kommen (Rott 2009). Bei dem als „Flache Erde“ bezeichneten Phänomen kommt es nur aufgrund der Krümmung der Erdoberfläche

und der seitlichen Aufnahmegeometrie der SAR-Sensoren bzw. der hieraus resultierenden verschiedenen Blickwinkel θ für unterschiedliche Slant-Range-Distanzen zu einer kontinuierlichen Änderung der Phase in der Entfernungsrichtung. Dies resultiert in parallelen Fringe-Mustern im Interferogramm, welche auch als „Orbital Fringes“ bezeichnet werden (Meyer 2004; Moll 2008; Massonnet und Souyris 2008). $\Delta\phi_{\text{Flache Erde}}$ muss bei der InSAR-Prozessierung als unerwünschte Information entfernt werden. Hierzu werden möglichst genaue Positionsdaten der Satelliten (Orbitdaten, siehe Kapitel 4.3) benötigt. Residuen, welche nach der Korrektur der Flachen Erde übrig bleiben, können jedoch wiederum zur Verfeinerung der Orbitdaten herangezogen werden (Massonnet und Souyris 2008). Im Gegensatz zum zu entfernenden Phasenanteil $\Delta\phi_{\text{Flache Erde}}$ stellt der durch die Topographie verursachte Phasenunterschied $\Delta\phi_{\text{Topographie}}$ eine Größe dar, aus welcher sich Höheninformationen z.B. zum Zwecke der DEM-Erstellung ableiten lassen (s.u.). $\Delta\phi_{\text{Atmosphäre}}$ beschreibt den Anteil an der Phasendifferenz, welcher durch unterschiedliche Verteilungen des Wasserdampfes in der unteren Troposphäre und den damit verbundenen Änderungen des Refraktionsverhaltens zu den beiden Aufnahmezeitpunkten sowie durch Änderungen in der Ionosphäre hervorgerufen wird (Massonnet und Feigl 1998; Rott 2009; Hanssen 2010). Der Einfluss der Atmosphäre auf die Phaseninformation wurde zuerst von Goldstein (1995); Massonnet und Feigl (1995); Tarayre und Massonnet (1996) beschrieben. Bis heute gibt es keine befriedigenden Möglichkeiten, die durch Änderung der atmosphärischen Bedingungen hervorgerufenen Phasenveränderungen mit ausreichender Präzision zu messen, geschweige denn ihren Einfluss aus dem Interferogramm zu beseitigen (Hanssen 2010). Mit $\Delta\phi_{\text{Rauschen}}$ wird die Phasendifferenz angegeben, welche durch sämtliche Ursachen für eine Dekorrelation der Phaseninformation hervorgerufen wird. Diese Ursachen werden in Kapitel 5.3.2 ausführlich behandelt. Ist $\Delta\phi_{\text{Rauschen}}$ zu groß, dann kann dies dazu führen, dass die sog. Kohärenz, also die Ähnlichkeit der beiden Radarsignale (zur Kohärenz siehe Kapitel 5.3.1), in solch einem Maße verloren geht, als dass eine InSAR-Prozessierung nicht mehr möglich ist. $\Delta\phi_{\text{Bewegung}}$ ist der Teil der Phasendifferenz, welcher durch eine Bewegung des Zielobjekts zwischen den Aufnahmezeitpunkten der beiden Repeat-Pass-Aufnahmen in Blickrichtung des Sensors (Line of Sight = LOS) verursacht wird. Die Bewegung in Flugrichtung (Along Track) und in der Vertikalen wird durch die Phasendifferenz, zumindest bei Verwendung von SAR-Bildern, die in derselben Flugrichtung aufgenommen wurden, ohne das Treffen zusätzlicher Annahmen (genauer in Kapitel 2.3) hingegen nicht abgebildet. Die Phasendifferenz aufgrund von Bewegung d ergibt sich aus Gl. (11), wobei ΔT die Zeitdifferenz zwischen dem Master- und dem Slave-Image (Temporal Baseline), \vec{v} die Richtung der Bewegung und \vec{r} die Blickrichtung des Sensors angeben:

$$\Delta\phi_{\text{Bewegung}} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \Delta T \cdot \vec{v} \cdot \vec{r} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot d \quad (11)$$

Um eine Bewegungsinformation aus dem Interferogramm ableiten zu können, ist es nötig, den bewegungsinduzierten Anteil der Phasendifferenz von den anderen Phasenkomponenten zu trennen. Dies kann mittels der in Kapitel 2.3 erläuterten DInSAR-Methode geschehen (Massonnet und Feigl 1998; Rott 2009).

Wie oben erwähnt, steht die gemessene Phasendifferenz $\Delta\phi$ in direktem Zusammenhang zur Weglängendifferenz der beiden Slant Range-Distanzen der zwei Sensoren ΔR (Gl. 9). Ein Teil der Phasendifferenz ($\Delta\phi_{\text{Topographie}}$) resultiert dabei aus dem Einfluss der Geländehöhe auf ΔR und ist als essentielle Größe für die Gewinnung von Höheninformationen aus einem Interferogramm zu betrachten. Wie auch im Falle von $\Delta\phi_{\text{Bewegung}}$ muss auch $\Delta\phi_{\text{Topographie}}$ bei Repeat Pass-Aufnahmen durch differentielle Interferometrie isoliert werden (siehe Kapitel 2.3). Für Single Pass-Systeme ist dieser Schritt nicht notwendig, da hier aufgrund der gleichzeitigen Bildaufnahme keine Bewegungsinformationen im Interferogramm enthalten sind. Das Interferogramm kann also direkt in eine Höheninformation überführt werden.

Für ein Repeat Pass-System gilt für die topographieinduzierte Phasendifferenz $\Delta\phi_{\text{Topographie}}$ in Abhängigkeit von einer Höhenänderung Δz folgender Zusammenhang (Bamler und Hartl 1998; Rott 2009):

$$\Delta\phi_{\text{Topographie}} = \Delta z \cdot \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{Bn}{R_1 \sin\theta} \quad (12)$$

Dabei ist Bn die sog. "Perpendicular Baseline" (siehe auch Kapitel 5.3.5), welche die Komponente der Distanz zwischen den beiden SAR-Sensoren senkrecht zur Aufnahmerichtung angibt, und θ der Blickwinkel des Sensors (Abbildung 5). Auch hier müsste im Falle eines Single-Pass-Systems 4π durch 2π ersetzt werden (Holpp und Klausing 2000; Rott 2009). Durch Umformung von Gl. (12) erhält man die sog. Phase-to-Height Empfindlichkeit (Bamler und Hartl 1998; Rott 2009):

$$\frac{\Delta\phi_{\text{Topographie}}}{\Delta z} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{Bn}{R_1 \sin\theta} \quad (13)$$

Aus Gl. (13) lässt sich ableiten, dass mit zunehmender Länge der Perpendicular Baseline das Interferogramm stärker auf Höhenänderungen reagiert. Bei einer größeren Perpendicular Baseline steigt also die Phase-to-Height Empfindlichkeit. Anders ausgedrückt wird der Höhenunterschied, welcher von einem 2π -Zyklus (Fringe) erfasst wird ($\Delta z_{2\pi}$ = Mehrdeutigkeitshöhe = „Height of Ambiguity“), mit größerer Perpendicular Baseline kleiner (Abbildung 7). Mit längerer Perpendicular Baseline sinkt also bei gleichbleibendem Phasenmessfehler der Höhenfehler und die Höhengenaugkeit steigt (Moll 2008; Rott 2009; Hanssen 2010):

$$\Delta z_{2\pi} = \frac{\lambda}{2} \cdot \frac{R_1 \sin \theta}{B_n} \quad (14)$$

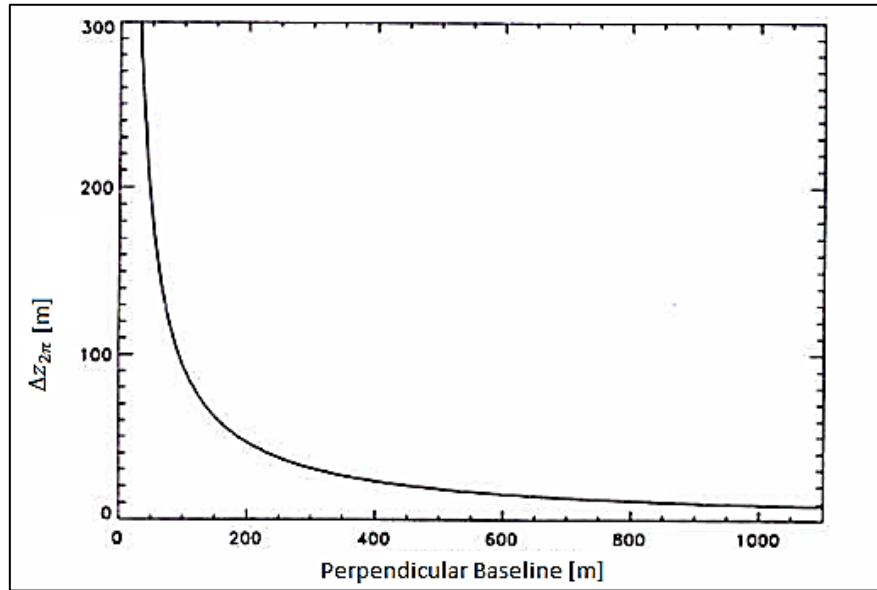


Abbildung 7: Height of Ambiguity für ERS (Geudtner 1995)

Ein Interferogramm mit einer Perpendicular Baseline von 0 m enthält keine topographische Phaseninformation, sondern lediglich den Beitrag der Bewegung. Interferogramme mit sehr kurzen Perpendicular Baselines (< 30 m) zeigen eine besonders hohe Empfindlichkeit gegenüber Phasenrauschen und atmosphärischen Effekten (Fletcher 2007). Gl. (14) zeigt, dass die Ermittlung korrekter Höhenwerte mittels Interferometrie eine genaue Messung der Orbitparameter (B_n , R_1 , θ) erfordert. Insbesondere bei kürzeren Perpendicular Baselines kann es ansonsten zu großen Höhenmessfehlern kommen (Alsdorf und Smith 1999). Der Vorteilhaftigkeit einer großen Perpendicular Baseline bei der Ermittlung von Höhenwerten ist allerdings eine Grenze gesetzt. An einem kritischen Wert („Critical Baseline“ = B_{n_crit}) übersteigt die Wellenzahlverschiebung in Range zwischen den beiden SAR-Bildern die Bandbreite des Aufnahmesystems und es kommt zu einem kompletten Verlust der Kohärenz (Bamler und Hartl 1998; Rott 2009; Hanssen 2010), also der Ähnlichkeit der gemessenen SAR-Signale, bzw. des Anteils an korrelierter Information (Holpp und Klausing 2000) (genauer Kapitel 5.3.2 b). Für die ERS-Sensoren beträgt B_{n_crit} bei einer ebenen Oberfläche ca. 1.1 km (Bamler und Hartl 1998). Generell ist der Kohärenzverlust mit zunehmender Baseline linear und wird bei Annäherung an den Wert von B_{n_crit} so groß, dass eine erfolgreiche interferometrische Verarbeitung (Phase-Unwrapping, s.u.) erschwert bzw. unmöglich wird (Fletcher 2007). Für die Erstellung von Interferogrammen, aus denen Höheninformationen gewonnen werden sollen, ist im Falle von ERS-Daten generell eine Perpendicular Baseline zwischen 150 – 300 m optimal (Fletcher 2007). Volumetrische Dekorrelation über Eisflächen kann je-

doch die optimale Länge der Baseline verkürzen (genauer, Kapitel 5.3.2 d) (Hoen und Zebker 2000).

Eine besondere Schwierigkeit bei der Gewinnung geophysikalischer Informationen aus Interferogrammen ergibt sich daraus, dass der Wert der Phasendifferenz $\Delta\phi$ zunächst nicht der absoluten Phasendifferenz entspricht, sondern lediglich einem Restwert im Bereich $0 - 2\pi$ rad. Um einen kontinuierlichen Phasenverlauf zu erhalten, muss das korrekte ganzzahlige Vielfache an 2π -Wellenzyklen zu jeder gemessenen Phasendifferenz (also zu dem Restwert im Bereich $0 - 2\pi$) pixelweise hinzugefügt werden. Dieser Vorgang der Auflösung der Phasenmehrdeutigkeit für Bereiche, in denen die Höhenunterschiede des Geländes die Mehrdeutigkeitshöhe $\Delta z_{2\pi}$, also den Höhenunterschied, der für eine bestimmte Aufnahmekonstellation eine Phasendifferenz von 2π erzeugt, übersteigen, wird als „Phase-Unwrapping“ bezeichnet. Die erfolgreiche Durchführung dieses wichtigen Prozessierungsschritts ist, wie bereits oben angeklungen, in hohem Maße von dem Vorliegen einer ausreichenden Kohärenz abhängig (Gens und van Gendereen 1996; Meyer 2004; Fletcher 2007; Moll 2008). Für das Phase-Unwrapping können unterschiedliche Algorithmen verwendet werden, welche auf verschiedene Weise die Phasenmehrdeutigkeit als zweidimensionales mathematisches Problem zu lösen versuchen (genauer Kapitel 5.3.11) (Werner et al. 2002).

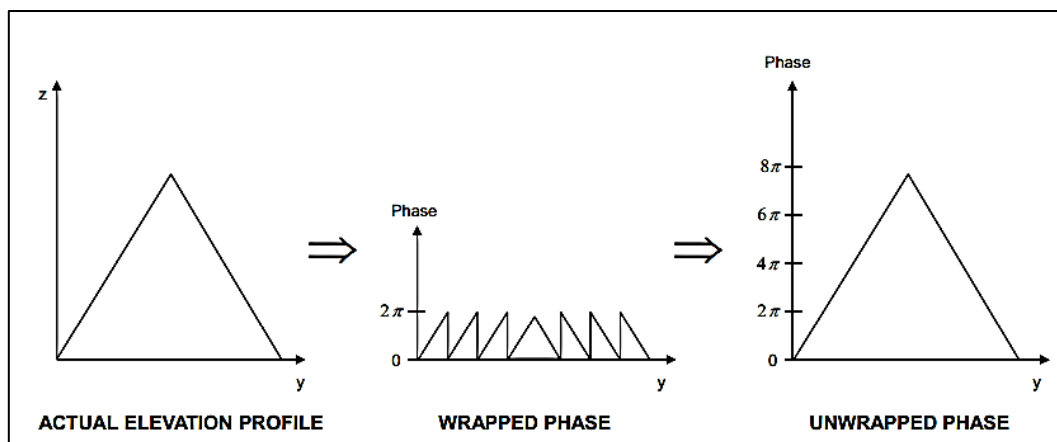


Abbildung 8: Grundprinzip des Phase-Unwrapping (van Zyl 2013)

2.3 DInSAR (Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar)

Die differenzielle SAR-Interferometrie basiert auf der Bildung der Differenz der Phaseninformationen zweier Interferogramme, die jeweils den Zustand der Erdoberfläche zu zwei unterschiedlichen Zeitpunkten repräsentieren. Die Phasendifferenz aus beiden Interferogrammen, das sog. differenzielle Interferogramm, kann dazu herangezogen werden, um Oberflächenbewegungen und Topographieinformationen zu ermitteln (Fletcher 2007; Hanssen 2010).

Wie bereits im vorherigen Kapitel erläutert wurde, enthält die Phaseninformation eines Interferogramms, das auf Daten eines Repeat Pass-Systems basiert, sowohl Anteile, die auf die

Topographie, als auch Bestandteile, welche auf Oberflächenbewegungen zwischen den beiden Aufnahmezeitpunkten des Master- und des Slave-Image zurückzuführen sind. Dabei ist zu beachten, dass Oberflächenbewegungen durch dreidimensionale Bewegungsvektoren abgebildet werden können, welche eine x-, eine y- und eine z-Komponente enthalten. Wie bereits kurz erläutert, ist es durch ihre Projektion auf die Blickrichtung des Sensors (LOS, Slant Range) jedoch mittels InSAR nicht möglich, den kompletten Bewegungsvektor zu erfassen (Hanssen 2010). Es wird zunächst lediglich eine der drei Bewegungskomponenten erfasst, nämlich die in Slant Range (Massonnet und Feigl 1998; Rott 2009). Joughin et al. (1998) haben jedoch bei Untersuchungen des Ryder Gletschers (Grönland) gezeigt, dass mithilfe von Interferogrammen, welche mit zwei SAR-Bildern erstellt wurden, die ihrerseits jeweils von unterschiedlichen Flugrichtungen des Sensors aufgenommen wurden (ascending, descending), zwei der drei Komponenten des Bewegungsvektors (also die horizontale Bewegung) erfasst werden können. Unter Annahme eines oberflächenparallelen Gletscherflusses kann dann bei bekannter Hangneigung (ermittelt z.B. durch ein vorhandenes DEM) auch die dritte Bewegungskomponente durch die Phasendifferenz abgebildet werden.

Um Bewegungs- und Topographieinformationen zu ermitteln, bietet die differentielle Interferometrie unterschiedliche Techniken. Eine Möglichkeit um Bewegungen, wie z.B. die Fließbewegung eines Gletschers, zwischen den beiden Aufnahmezeitpunkten der Master- und der Slave-Szene aus einem Interferogramm zu extrahieren, beinhaltet die Zuhilfenahme eines externen DEM, welches eine reine Topographieinformation enthält. Für dieses DEM wird die zugehörige Phase mit den gleichen Orbitparametern wie denen des Interferogramms simuliert und dann von dem Interferogramm abgezogen. Als Resultat bleibt die mit der Bewegung in Verbindung stehende Phaseninformation (und der nicht zu entfernende atmosphärenbedingte Anteil) übrig (Massonnet und Feigl 1998; Rott 2009; Hanssen 2010). Allerdings muss dabei beachtet werden, dass die auf diese Weise ermittelte Phase im Falle topographischer (Höhen-)Abweichungen zwischen dem DEM und dem Interferogramm auch diese Information enthält (Alsdorf und Smith 1999). Da diese Methode lediglich ein Interferogramm erfordert, welches im Repeat Pass-Modus aufgenommen wurde, bezeichnet man sie als 2-Pass-Interferometrie (Rott 2009; Hanssen 2010). An dieser Stelle sei angemerkt, dass im Falle von Single Pass-Interferogrammen aufgrund der nicht erfassten Bewegungsinformation die Differenz zwischen dem Interferogramm und der simulierten topographischen Phase des DEM nur den topographischen Höhenunterschied zwischen dem Interferogramm und dem DEM widerspiegeln würde. Wie in der Einleitung erwähnt, ist diese Information allerdings wichtig für die Berechnung von Gletschermassenbilanzen mittels des geodätischen Ansatzes.

Zebker et al. (1994) haben darüber hinaus einen Ansatz beschrieben, mit dessen Hilfe sich auch ohne Vorliegen eines externen DEM Bewegungen aus einem Interferogramm mittels

DInSAR-Technik ableiten lassen. Hierbei werden zwei Interferogramme aus drei zeitlich aufeinanderfolgenden SAR-Aufnahmen generiert (3-Pass-Interferometrie) und dann voneinander abgezogen. Aufnahme 1 bildet dabei das gemeinsame Master-Image, so dass das erste Interferogramm $\Delta\phi_1$ aus Aufnahme 1 und 2 und das zweite Interferogramm $\Delta\phi_2$ aus Aufnahme 1 und 3 generiert wird. Der Ansatz basiert auf der Annahme, dass zwischen Aufnahme 1 und Aufnahme 2 keine Oberflächenbewegungen stattgefunden haben, wohl aber im Zeitraum zwischen Aufnahme 2 und 3. Somit enthält die Phase des ersten Interferogramms keine Bewegungskomponente, die des zweiten Interferogramms hingegen schon. Während für beide Interferogramme R_1 und θ identisch sind, unterscheiden sich die Perpendicular Baselines Bn_1 und Bn_2 . Dies resultiert in einer unterschiedlichen Phase-to-Height Empfindlichkeit der beiden Interferogramme (siehe Kapitel 2.2), also einer unterschiedlichen Empfindlichkeit auf topographische Veränderungen. Die Phaseninformation beider Interferogramme kann wie folgt dargestellt werden:

$$\Delta\phi_1 = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{\Delta z \cdot Bn_1}{R_1 \sin\theta_1} \quad (15)$$

$$\Delta\phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{\Delta z \cdot Bn_2}{R_1 \sin\theta} + \frac{4\pi}{\lambda} \cdot d$$

Wird nun allerdings die Phaseninformation des ersten „topographischen“ Interferogramms anhand des Verhältnisses aus den parallelen Komponenten der beiden Interferometric Baselines skaliert und von dem zweiten, die Bewegung enthaltenden Interferogramm abgezogen, bleibt bei vorheriger Entfernung der flachen Erde lediglich die auf der Bewegung basierende Phaseninformation des zweiten Interferogramms (zuzüglich eines aus der Skalierung resultierenden atmosphärenbedingten Phasenanteils) übrig (Zebker et al. 1994; Hanssen 2010):

$$\Delta\phi_{DIFF\ Bewegung} = \Delta\phi_2 - \frac{Bn_1}{Bn_2} \cdot \Delta\phi_1 = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot d \quad (16)$$

Die Verwendung der 4-Pass-Interferometrie liegt dem gleichen Prinzip zugrunde wie die 3-Pass-Interferometrie. Unterschiedlich ist jedoch, dass hier die beiden voneinander abzuziehenden Interferogramme aus zwei voneinander unabhängigen Bildpaaren generiert werden, so dass keines der vier verwendeten SAR-Bilder für die Erstellung beider Interferogramme verwendet wird (Moll 2008). Das Interferogramm ohne Bewegung wird also aus den Aufnahmen 1 und 2 und das Interferogramm mit Bewegung aus den Aufnahmen 3 und 4 erstellt (Hanssen 2010). Es ist zu beachten, dass sich die von Zebker et al. (1994) beschriebene Methode nur für die Bewegungsermittlung kurzfristiger, singulärer Ereignisse (z.B. Erdbeben) eignet. Nur in diesem Fall kann die grundlegende Annahme getroffen werden, dass sich die zu untersuchenden Bewegungen nur in einem der beiden Interferogramme niederschlagen. Bei mehr oder weniger konstanten, langfristigen Bewegungen, wie z.B. dem Fluss eines

Gletschers, sind diese in der Phaseninformation beider Interferogramme enthalten. Um bei Nichtvorliegen eines geeigneten externen DEM auch in dieser Situation eine Bewegungsinformation zu extrahieren, muss zunächst ein Interferogramm erstellt werden, welches nur die topographische Phaseninformation beinhaltet.

Diese Extraktion der topographischen (Höhen-) Information aus Repeat Pass-Daten mit enthaltener Bewegungsinformation, kann mithilfe der 3-Pass- und der 4-Pass-Interferometrie geschehen. Hierzu wird bei Anwendung der 3-Pass Interferometrie zunächst das erste Interferogramm aus Aufnahme 1 und 2 mit der Perpendicular Baseline Bn_1 , und das zweite Interferogramm aus Aufnahme 2 und 3 mit Bn_2 gebildet. Unter der Annahme, dass keine atmosphärischen Einflüsse oder Fehler bei der Baselinebestimmung vorliegen, bestehen die Phaseninformationen der beiden Interferogramme aus dem Beitrag der Topographie und dem Anteil der zwischen den jeweiligen Einzelaufnahmen aufgetretenen Bewegung d_{12} und d_{23} :

$$\Delta\phi_1 = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{\Delta z \cdot Bn_1}{R_1 \sin\theta} + \frac{4\pi}{\lambda} \cdot d_{12} \quad (17)$$

$$\Delta\phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{\Delta z \cdot Bn_2}{R_1 \sin\theta} + \frac{4\pi}{\lambda} \cdot d_{23}$$

Nimmt man nun für beide Interferogramme an, dass die zwischen den Aufnahmen stattgefundene Bewegung gleichförmig war (z.B. bei Fließbewegungen eines Gletschers), so wird diese Bewegungskomponente bei der Differenzbildung aus den Interferogrammen herausgekürzt. Für diese Annahme ist es wichtig, dass zwischen Aufnahme 1 und 2 der gleiche zeitliche Abstand wie zwischen Aufnahme 2 und 3 besteht (z.B. jeweils ein Tag). Eine Skalierung der Baselines ist hierbei nicht durchzuführen. Das Ergebnis ist ein ausschließlich die topographische Phase enthaltendes, sog. doppelt differenziertes Interferogramm, welches auf der Perpendicular Baseline B_{eq} mit der Länge $Bn_1 - Bn_2$ basiert (Kwok und Fahnestock 1996; Jezek et al. 2009):

$$\Delta\phi_{DIFF\ topo} = \Delta\phi_1 - \Delta\phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{\Delta z}{R_1 \sin\theta} \cdot B_{eq} \quad (18)$$

Falls eine Bewegung in Slant Range vorliegt, welche in identischen Zeiträumen nicht gleich ausfällt, bleibt dieses Signal in der differentiellen Phase erhalten. Ein Beispiel hierfür ist die Bewegung an der Grounding Line aufgrund des vertikalen Tidenhubs (Moll 2008; Park et al. 2013). Diese Phaseninformation kann zur Positionsbestimmung der Grounding Line benutzt werden (Kapitel 5.4), wobei der Verlauf der Grounding Line eine notwendige Variable bei der Massenbilanzermittlung Schelfeis-speisender Zuflussgletscher mittels Fluxgate-Approach darstellt. Ist dieses Tidensignal als Information nicht erwünscht (z.B. bei der Erstellung digitaler Höhenmodelle), so kann versucht werden, dieses mittels eines Tidenmodells (Ray 1999) zu eliminieren. Die Verwendung der 4-Pass-Interferometrie zum Zwecke der Topographieab-

leitung liegt dem gleichen Prinzip zugrunde wie die 3-Pass-Interferometrie und folgt demselben Muster, wie oben für die Technik von Zebker et al. (1994) beschrieben. Das auf diese Weise erstellte rein topographische, doppelt differenzierte Interferogramm kann wiederum dazu verwendet werden, um, wie bereits oben gezeigt, unter Skalierung der Baseline von einem Interferogramm abgezogen zu werden und so dessen Bewegungskomponente zu ermitteln (Strozzi et al. 2002; Jezek et al. 2009). Ferner kann das doppelt differenzierte Interferogramm herangezogen werden, um durch Differenzierung eine Höhenänderung im Vergleich zu einem aus einem externen DEM simulierten Interferogramm oder zu einem weiteren rein topographischen Interferogramm zu bestimmen.

2.4 Offset-Tracking-Verfahren

Insbesondere im Falle von Kohärenzverlusten, z.B. aufgrund von Schmelzprozessen, schnellen und unregelmäßigen Fließbewegungen und/oder einer größeren Temporal Baseline (genauer Kapitel 5.3.2 d), bieten sog. Offset-Trackingverfahren eine Alternative zur Ermittlung von Gletscherfließgeschwindigkeiten mittels der oben beschriebenen DInSAR-Methoden (Strozzi et al. 2002; Rott et al. 2011). Hierbei lassen sich zwei Verfahren unterscheiden, anhand denen sich jeweils sowohl die Azimut- als auch die Slant Range-Komponente von Oberflächenbewegungen ermitteln lassen: das Intensitätstracking und das Kohärenztracking.

Beim Intensitätstracking werden auf Basis einer normalisierten zweidimensionalen Kreuzkorrelation der Amplituden- bzw. Rückstreuintensitätswerte zweier zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommener Radarbilder ähnliche Signalmuster sowie deren Verschiebung in Azimut- und Slant Range-Richtung ermittelt. Dies geschieht jeweils innerhalb korrespondierender Bildausschnitte bzw. sog. „Search-Windows“, welche eine fest definierte Größe aufweisen und die pixelweise über beide Intensitätsbilder verschoben werden. Anhand der Positionen der mittels Kreuzkorrelation bestimmten Bereiche mit den höchsten Korrelationswerten wird dann die innerhalb des jeweiligen Bildausschnittes aufgetretene Verschiebung (Offset) errechnet. Generell ist also das Vorhandensein von annähernd identischen Amplituden- bzw. Intensitätsmustern auf der Skala der Search-Window-Größe entscheidend für die erfolgreiche Anwendung des Intensitätstrackings. Unter der Verwendung großer Search-Windows ist der Einsatz des Intensitätstrackings auch bei Kohärenzverlust bzw. unkorrelierten Amplitudeninformationen möglich, die z.B. durch große Temporal Baselines, Oberflächenbewegungen oder Schmelzprozesse verursacht werden (Strozzi et al. 2002). Hierbei spielen insbesondere in ihrem Rückstreuverhalten stabile Elemente wie z.B. Gletscherspalten und Felsen eine große Rolle (Pritchard 2005). Diese Form des Intensitätstrackings, bei welchem stabile Bildelemente (Features) als Anhaltspunkte für das Tracking dienen, wird in der Literatur auch als Feature Tracking bezeichnet (Gray et al. 2001; Hogda et al. 2010).

Luckman et al. (2003) haben in einer Studie mit ERS-SAR-Daten für eine 500 x 500 km² große Fläche in Ost-Grönland gezeigt, dass bei einer ausreichenden Anzahl an stabilen Features das Feature Tracking mit einer Temporal Baseline von 35 Tagen im Vergleich zu einem Zeitabstand von einem Tag lediglich zu einer unbedeutenden Verringerung der Anzahl der Geschwindigkeitsmessungen führte. Außer an den von Tideneffekten dominierten Gletscherterrainen zeigten die Ergebnisse zudem eine generelle Übereinstimmung bei den gemessenen Eisgeschwindigkeiten. Die Anwendbarkeit des Intensitätstrackings bei einem Mangel an Kohärenz ergibt sich auch aus der Tatsache, dass es sich bei den mit diesem Verfahren ermittelten Bewegungen um eindeutige Werte handelt, wodurch im Gegensatz zur DInSAR-Technik kein (kohärenzabhängiges) Phase-Unwrapping nötig ist (Strozzi et al. 2002). Ist jedoch Kohärenz zwischen den beiden für das Tracking verwendeten SAR-Bildern vorhanden, so sind auch die Specklemuster der beiden Bilder korreliert und ein Intensitätstracking mit kleinen Search Windows kann mit höherer Genauigkeit als beim inkohärenten Feature Tracking durchgeführt werden (Gray et al. 1998; Gray et al. 2001; Strozzi et al. 2002; Hogda et al. 2010). Diese Form des Intensitätstrackings, welche in bestimmtem Maße von einer ausreichenden Kohärenz abhängig ist, wird auch als „Speckle Tracking“ bezeichnet (Gray et al. 2001; Hogda et al. 2010).

Das Kohärenztracking ist vergleichbar mit dem Speckle Tracking (Gray et al. 2001; Hogda et al. 2010). Unterschiedlich ist allerdings, dass hierbei die Bestimmung von Oberflächenbewegungen auf der Ermittlung der Position der maximalen Kohärenzwerte durch Kreuzkorrelation (also auf der Phaseninformation eines komplexwertigen SAR-Bildes) basiert und nicht auf der Speckleinformation eines realwertigen Amplitudenbildes (Hogda et al. 2010). Hierzu werden kleine Bildsegmente in den Radarbildern ausgewählt, anhand derer eine Reihe von kleinen Interferogrammen mit wechselndem Offset erstellt und die Kohärenz bestimmt wird. Das Verfahren des Kohärenztrackings, welches das Vorhandensein von Fringes in den kleinen Interferogrammen voraussetzt, wird demnach auch als „Fringe-Visibility-Methode“ bezeichnet. Wie beim Intensitätstracking dient auch hier eine vorher durchgeführte grobe Schätzung der globalen Slant Range- und Azimut-Offsets bei der Suche nach dem Kohärenzmaximum als Anhaltspunkt. Da die erfolgreiche Anwendung des Kohärenztrackings an das Vorliegen einer ausreichend hohen Kohärenz geknüpft ist, führt ihr Einsatz in Bereichen mit starken Oberflächenveränderungen, wie sie z.B. auf der Antarktischen Halbinsel regelmäßig durch Schmelzprozesse, Schneefallereignisse und Gletscherbewegungen auftreten (Chen et al. 2014), in der Regel zu unbefriedigenden Ergebnissen (Strozzi et al. 2002) (siehe auch Kapitel 5.2).

Unabhängig von der eingesetzten Tracking-Methode beruhen die zwischen zwei SAR-Bildern bestehenden Offsets nicht nur auf während der beiden Aufnahmezeitpunkte stattgefundenen Oberflächenbewegungen, sondern insbesondere auch auf den unterschiedlichen

Orbitgeometrien der beiden Radarbilder. So sind die Offsets in „Slant Range“ von der Perpendicular Baseline und die Offsets in „Azimut“ von der Veränderung der Perpendicular Baseline entlang des jeweiligen Aufnahmeorbits abhängig. Die Offsets zwischen den beiden Radarbildern bestehen also aus einer „globalen“ Komponente, die aus der Perpendicular Baseline zwischen den beiden Satellitenflugbahnen resultiert, und aus einer „lokalen“ Komponente, welche durch Oberflächenbewegungen zustande kommt. Für die Bestimmung von Oberflächenbewegungen mittels Trackingverfahren ergibt sich hierdurch die Erfordernis der Trennung von orbit- und oberflächenbewegungsinduzierten Effekten durch Subtraktion der globalen orbitinduzierten Offsets von den Offsets, die die lokale Komponente enthalten (Kapitel 5.5). Für die Bestimmung der „Orbit-Offsets“ werden in der Regel die vorhandenen Orbitparameter und/oder händisch bestimmte Referenzpunkte sowie eine der in diesem Kapitel beschriebenen Offset-Tracking-Methoden verwendet. Eine Offsetbestimmung mittels Tracking findet also sowohl bei der globalen Offsetbestimmung als auch bei der lokalen Offsetbestimmung statt. Hieraus ergibt sich, dass auch für die erfolgreiche Anwendung des Offset-Trackings zur Berechnung von Gletscherfließgeschwindigkeiten eine möglichst präzise Bestimmung der Orbitparameter von Vorteil ist (Strozzi et al. 2002; Pritchard 2005).

Wie auch die Bewegungsermittlung mittels DInSAR liefern die erläuterten Trackingverfahren nicht alle drei Komponenten des Bewegungsvektors. Um eine dreidimensionale Darstellung von Gletscherbewegungen zu erhalten, können, wie auch bei der von Joughin et al. (1998) vorgestellten DInSAR-Methode, die Slant Range- und Azimutkomponenten unter Annahme eines oberflächenparallelen Gletscherflusses mit einem DEM kombiniert werden (Strozzi et al. 2002).

Zusammen mit der DInSAR-Technik bieten sich also insgesamt drei unterschiedliche Möglichkeiten, um Gletscherfließgeschwindigkeiten mithilfe von SAR-Daten zu ermitteln. Hierbei birgt jede der Techniken sowohl Vor- als auch Nachteile. Strozzi et al. (2002) konnten zeigen, dass DInSAR die genaueste Methode zur Messung von Eisbewegungen in der Slant Range-Richtung darstellt. Rechnerisch beträgt die erwartete Genauigkeit der beiden Offset-Tracking-Verfahren in Slant-Range im Falle einer subpixelgenauen Offsetbestimmung von 1/20 Pixel sowohl in Azimut als auch in Range und einem auch in dieser Arbeit vorliegenden Pixel-Spacing von 7.904 m in Slant Range und 3.965 m in Azimut für die Bestimmung der horizontalen Oberflächengeschwindigkeit 1.209 m/Tag bei einer Temporal Baseline von einem Tag und 0.403 m/Tag bei einer 3-Tages-Baseline. Bei einem geringeren Koregistrierungsfehler können jedoch auch entsprechend höhere Genauigkeiten erreicht werden. Die rechnerisch zu erwartende Genauigkeit der DInSAR-Technik (Kombination von Ascending- und Descending-Szene) beträgt unter Annahme eines ausschließlich atmosphärischen Einflusses auf die Phase in Höhe von $\pi/2$ jedoch nur 0.036 m/Tag (Strozzi et al. 2002). Allerdings wird die Anwendung der DInSAR-Methode durch ihre starke Abhängigkeit von der Ko-

härenz beschränkt. Gleiches gilt für das Kohärenz- und das Speckle-Intensitätstracking, wobei insbesondere bei letzterem die Anforderungen an die Kohärenz nicht so hoch sind wie bei der DInSAR-Methode. Der Hauptvorteil des Kohärenztrackings im Vergleich zur DInSAR-Methode besteht darin, dass hiermit Bewegungen sowohl in Azimut- als auch in Slant Range-Richtung gemessen werden können. Eine Kombination aus Kohärenztracking und DInSAR-Methode, bei welcher die Bewegungskomponente in Azimut mittels Kohärenztracking und die Bewegungskomponente in Slant Range durch DInSAR ermittelt wird, kann eine gute Alternative zu dem von Joughin et al. (1998) beschriebenen Ansatz darstellen, wenn für das zu untersuchende Gebiet keine passenden Daten in aufsteigender (ascending) und absteigender (descending) Flugrichtung vorliegen. Im Gegensatz zu den beiden anderen Methoden kann das Intensitätstracking (Feature Tracking) auch bei geringer Kohärenz angewendet werden. Deshalb ist diese Methode vor allem für den Einsatz in Gebieten mit schnell fließenden Gletschern (Pritchard 2005), Schmelzprozessen und anderen Oberflächenveränderungen sowie bei Daten mit größerer Temporal Baseline geeignet. Zudem bietet das Intensitätstracking wie auch das Kohärenztracking die Möglichkeit, ohne weitere Maßnahmen zwei der drei Bewegungskomponenten zu bestimmen (Strozzi et al. 2002; Hogda et al. 2010). Einen Überblick über die Vor- und Nachteile der unterschiedlichen Möglichkeiten zur Bestimmung von Gletscherfließbewegungen gibt Tabelle 2.

Tabelle 2: Vor- und Nachteile von Methoden zur Ermittlung von Gletscherfließgeschwindigkeiten mittels SAR-Daten (Rott 2009)

Methode	Signalanforderungen	Genauigkeit	Spezielle Eigenschaften
DInSAR	Kohärenz	Hoch (Bruchteile einer Wellenlänge, mm bis cm)	Limitierung durch Dekorrelation
Kohärenztracking (Kreuzkorrelation von Kohärenzwerten, komplexwertige SAR-Bilder)	Kohärenz, aber geringere Anforderungen als DInSAR	Bruchteile eines Pixels (cm bis ~ 1 m)	Kann zwei Komponenten des Bewegungsvektors abbilden
Intensitätstracking (Kreuzkorrelation von Amplitudenwerten, Intensitätsbilder)	Nicht zwingend Kohärenz, aber amplitudenstabile Bildelemente	Bruchteile eines Pixels (cm bis ~ 1 m)	Kann zwei Komponenten des Bewegungsvektors abbilden

3 Allgemeingeographischer Überblick über die Antarktische Halbinsel und die Testgebiete

Die Antarktische Halbinsel ist die größte Halbinsel des antarktischen Kontinents und erstreckt sich von ca. 73°S bis 63°S (Abbildung 9,11). Sie besteht aus einem ca. 1500 km langen und bis zu 2000 m hohen känozoischen Faltengürtel mit einzelnen Gipfellagen über 2500 m, welcher eine orographische Barriere für mit der Westwinddrift ostwärts wandernde Tiefdruckgebiete darstellt. Ungefähr ein Drittel der Antarktischen Halbinsel ist küstennahes Gebiet und weist Höhen von unter 200 m auf. Die Barrierewirkung des Höhenzugs hat einen entscheidenden Einfluss auf die Ausprägung von Temperatur (Abbildung 9) und Niederschlag auf der West- und der Ostseite der Antarktischen Halbinsel. Mit der Westwinddrift ostwärts ziehende Tiefdruckgebiete werden über der Bellingshausensee abgebremst und verursachen so über der westlichen Antarktischen Halbinsel eine relativ milde und feuchte Luftströmung aus nördlichen oder nordwestlichen Richtungen. Insbesondere im Falle von Tiefdruckgebieten, die aus den mittleren Breiten stammen und dadurch besonders milde und feuchte Luftmassen transportieren, kann es zu mittleren bis starken Niederschlagsereignissen im westlichen Teil der Antarktischen Halbinsel kommen, welche teilweise auch im Winter als Regen fallen. Auf der Ostseite der Antarktischen Halbinsel weist das Klima kontinentalere Eigenschaften mit im Vergleich zur Westseite deutlich geringeren Niederschlägen und kälteren Temperaturen auf. Im Gegensatz zur westlichen Antarktischen Halbinsel kommt hier die Luftströmung in Küstennähe häufig aus südlichen Richtungen. Dies wird durch ein Zentrum tiefen Luftdrucks über der Weddelsee verursacht, dessen westwärts gerichtete Luftströmung entlang der südlichen Weddelsee aufgrund der orographischen Barrierewirkung der Halbinsel nach Norden abgelenkt wird. Die im Vergleich zum Rest der Antarktis hohen oberflächennahen Lufttemperaturen führen in den niedrigen, küstennahen Gebieten der westlichen Antarktischen Halbinsel zu einer ausgeprägten Sommerschmelze und zu vereinzelter Schmelzereignissen im Winter. Auf der Ostseite der Antarktischen Halbinsel kommt es aufgrund der im Jahresdurchschnitt kälteren Temperaturen hingegen für gewöhnlich nur im Sommer zu vereinzelter Schmelzereignissen (Turner 2002; King und Comiso 2003), wobei jedoch in dieser Region für diese Jahreszeit ein starker Erwärmungstrend zu verzeichnen ist (s.u.). Neben dem West-Ost-Gegensatz der Temperaturen muss zudem noch die Breitenabhängigkeit der Oberflächentemperaturen berücksichtigt werden, welche ein ausgeprägtes Temperaturgefälle zwischen den wärmeren nördlichen und den kälteren südlichen Gebieten der Antarktischen Halbinsel verursacht (Reynolds 1981) (Abbildung 9).

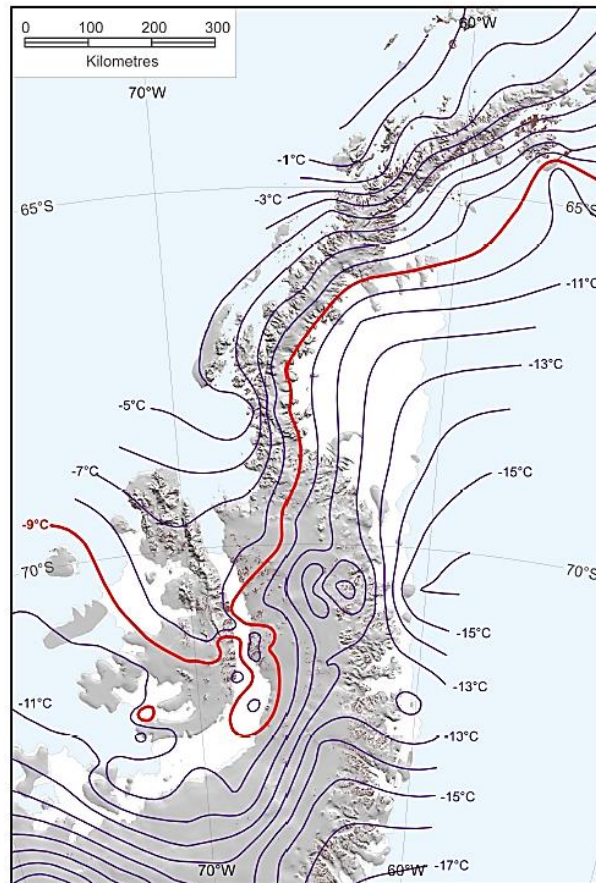


Abbildung 9: Interpolierte Jahresmitteltemperaturen im Jahr 2000 auf der Antarktischen Halbinsel mit der -9°C-Isotherme (rot) (Cook und Vaughan 2010; Morris und Vaughan 2003)

Die Antarktische Halbinsel gehörte während der letzten 50 Jahre zu den sich am stärksten erwärmenden Regionen der Erde. Insbesondere für die niederen Lagen im westlichen Teil der Antarktischen Halbinsel ist ein signifikanter Erwärmungstrend durch zahlreiche Studien dokumentiert (Turner et al. 2005; Orr et al. 2008). Es wird davon ausgegangen, dass die Erhöhung der mittleren Jahrestemperatur während des vergangenen halben Jahrhunderts ca. 3°C betrug (King 1994; King und Harangozo 1998; Vaughan et al. 2001). So zeigen z.B. Langzeitmessungen an der Faraday-/Werdanski-Station (Abbildung 10) für den Zeitraum von 1951 bis 2006 eine Temperaturzunahme von +0.53°C pro Dekade. Der für den gleichen Zeitraum an der Faraday-/Werdanski-Station dokumentierte Erwärmungstrend im Winter betrug +1.03°C pro Dekade, woraus sich schließen lässt, dass die Erwärmung im westlichen Teil der Antarktischen Halbinsel in dieser Jahreszeit am höchsten war (Turner et al. 2009). Aufgrund der schlechteren Zugänglichkeit der Ostseite der Antarktischen Halbinsel gibt es für diese Region weniger und in der Regel kürzere Klimaaufzeichnungen als für die Westküste (Orr et al. 2008). Die Desintegration des Larsen A-Eisschelfs (Abbildung 10) deutet jedoch daraufhin, dass auch die nördliche Ostseite von den rezenten klimatischen Veränderungen betroffen ist (Turner et al. 2005). Im Gegensatz zur westlichen Antarktischen Halbinsel fand auf der Ostseite die stärkste Erwärmung nicht im Winter sondern im Sommer statt. So sind

die an der im Nordosten der Antarktischen Halbinsel gelegenen Messstation Esperanza (Abbildung 10) an der Oberfläche gemessenen Sommertemperaturen innerhalb von 40 Jahren um ca. 2°C angestiegen, was einer Temperaturerhöhung entspricht, die dreimal größer ist als diejenige, die sich während des Sommers im Nordwesten der Antarktischen Halbinsel ereignete. Die Ursache hierfür wird in der Verstärkung der sommerlichen Westwinddrift gesehen, in Folge derer die oben erläuterte Barrierewirkung der Höhenzüge der Antarktischen Halbinsel abgeschwächt wird. Dadurch können maritime Luftmassen aus dem Nordwestteil immer öfter über die Höhenzüge der Antarktischen Halbinsel in den Nordostteil gelangen. Hierbei kommt es zur Ausbildung eines Föhn-Effekts, bei welchem sich die Luftmassen während ihres Absinkens auf der östlichen Seite der Halbinsel trockenadiabatisch erwärmen. Zusätzlich verursacht die stärkere Westwinddrift eine Schwächung des westwärts gerichteten Luftstroms aus der Weddelsee und führt damit zu einer Verminderung des Zustroms kälterer Luftmassen aus südlichen Breiten entlang der Ostküste. Flugzeugmessungen haben zudem gezeigt, dass aufgrund der mit der geographischen Breite ansteigenden Corioliskraft der ostwärtsgerichtete Luftmassentransport über die Bergrücken der Halbinsel vor allem in ihrem Südteil verstärkt wird, was vermuten lässt, dass der beschriebene Erwärmungstrend nicht nur auf den Nordosten der Antarktischen Halbinsel beschränkt ist (Orr et al. 2008).

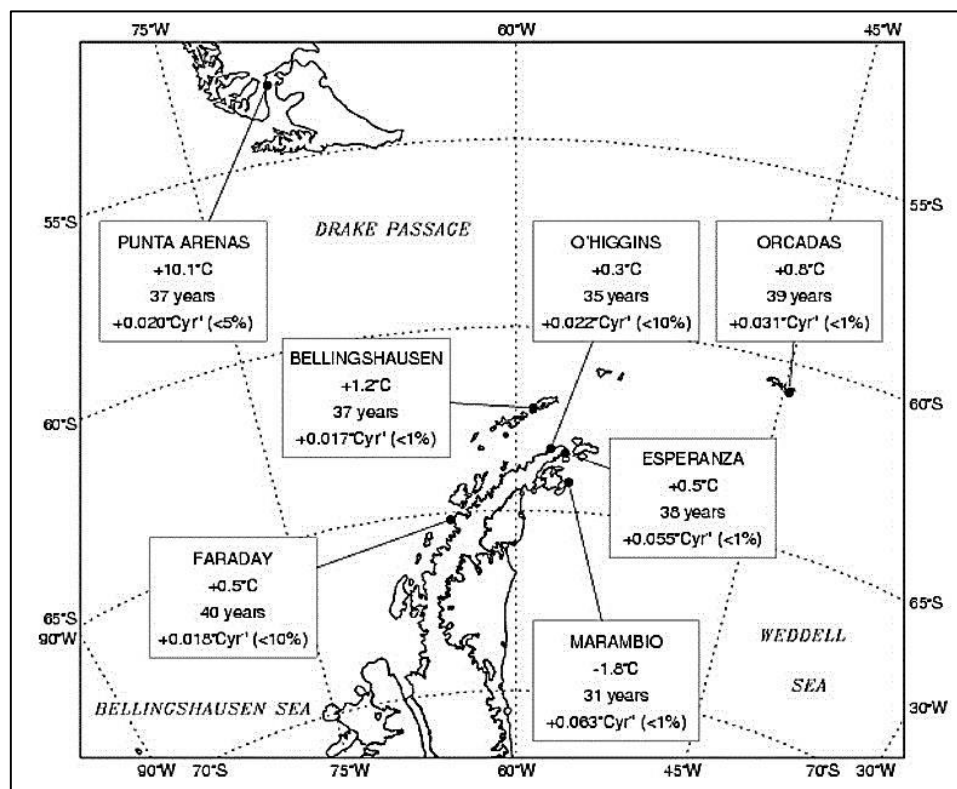


Abbildung 10: Nördliche Antarktische Halbinsel mit den mittleren Sommertemperaturen (°C), der Beobachtungsdauer in Jahren und dem mittleren sommerlichen Erwärmungstrend (°C/Jahr) zuzüglich der statistischen Signifikanz (%) für den Zeitraum von 1965 – 2004, gemessen an verschiedenen Klimastationen (Orr et al. 2008)

Neben den oben geschilderten Erhöhungen der oberflächennahen Lufttemperaturen auf der Antarktischen Halbinsel fand zudem eine signifikante Erhöhung der Sommertemperaturen um mehr als +1°C der oberen Wasserschichten der Bellingshausensee statt (Meredith und King 2005). Schmidtke et al. (2014) konnten ferner zeigen, dass sich auch das Wasser in Bodennähe des Antarktischen Kontinentalschelfs im Bereich der Bellingshausensee seit den 1990er Jahren um bis zu 0.3°C pro Dekade erwärmt hat. Diese Temperaturerhöhungen des Meerwassers sind zusammen mit der stattgefundenen Südverschiebung der jährlichen -9°C-Isotherme (Grenze der mittleren jährlichen oberflächennahen Lufttemperatur für die Stabilität von Eisschelfen, Abbildung 9) eng verbunden mit dem basalen Schmelzen von Eisschelfen, dem Abschmelzen an der Kalbungsfront und der Entwicklung von Schmelzwasserseen auf der Oberfläche von Eisschelfen, wobei letztere dazu führen können, dass sich durch vertikal vordringendes Schmelzwasser im Eis vorhandene Frakturen durch das gesamte Eisschelf hindurch weiterentwickeln können. Diese Faktoren führten in der Vergangenheit zu einem Rückzug, einer Verringerung der Mächtigkeit und zu einem teilweise rasant voranschreitenden Kollaps der Eisschelfe auf der Antarktischen Halbinsel. Sie sind als Hauptursachen für den Verlust von mehr als 28000 km² an Eisschelffläche im Bereich der Antarktischen Halbinsel von 1960 bis 2009 zu sehen (Shepherd et al. 2003; Cook und Vaughan 2010; Church et al. 2013). Tabelle 3 zeigt den Flächenverlust der Eisschelfe auf der Antarktischen Halbinsel seit den 1950er Jahren. Abbildung 11 kann als Referenz für die jeweilige Verortung der Eisschelfe herangezogen werden.

Tabelle 3: Veränderung der Flächen der auf der Antarktischen Halbinsel gelegenen Eisschelfe. Die Gesamtveränderung und der verbleibende Flächenanteil wurden für den Zeitraum zwischen den ältesten und den jüngsten Messungen im Jahr 2008/2009 berechnet. Die Dekade „2000s“ bezieht sich auf die Frontpositionen der Eisschelfe zwischen 2000 – 2002. Die jüngste Position „2008/9“ ist separat angegeben (Cook und Vaughan 2010).

Ice shelf	1950s	1960s	1970s	1980s	1990s	2000s	2008/9	Total change (km ²)	% remaining
Areas in km ²									
Müller	78	69	60	64	45	44	40	-38	51
Jones	29	31	36	26	21	10	0	-29	0
Wordie	1420	1917	1538	827	906	312	139	-1281	10
Wilkins	16 577			15 986	14 694	13 663	11 144	-5434	67
George VI	25 984	25 806	25 249	24 707	24 260		24 045	-1939	93
Bach	4798	4721	4825	4685	4582	4562	4487	-311	94
Stange			8286	8148	8030	7949	8022	-264	97
Prince Gustav	1632	1299	1328	1019	665	276	11	-1621	1
Larsen A	4021	3736	3873	3394	926	638	397	-3624	10
Larsen B		11 573	11 958	12 190	8299	4429	2407	-9166	21
Larsen C		56 131	58 036	50 241	51 246	51 593	50 837	-5295	91
Larsen D		21 716		22 372	22 345	21 851	22 602	886	104
Total Area	152 246	151 862	153 483	143 661	136 020	129 589	124 128		
Total Change		-384	1621	-9823	-7640	-6432	-5461	-28 117	82

Es hat sich zudem gezeigt, dass der Rückzug und der teilweise stattgefunden Kollaps der Eisschelfe im Bereich der Antarktischen Halbinsel aufgrund des Wegfalls der von ihnen aus-

gehenden Rückhaltefunktion zu einer markanten Beschleunigung (z.B. Scambos 2004; Rignot 2004; Pritchard und Vaughan 2007; Rott et al. 2011) und einem damit einhergehenden gesteigerten Massenverlust ihrer Zuflussgletscher geführt haben (z.B. Rignot et al. 2008; Shepherd et al. 2012; Sasgen et al. 2013; McMillan et al. 2014).

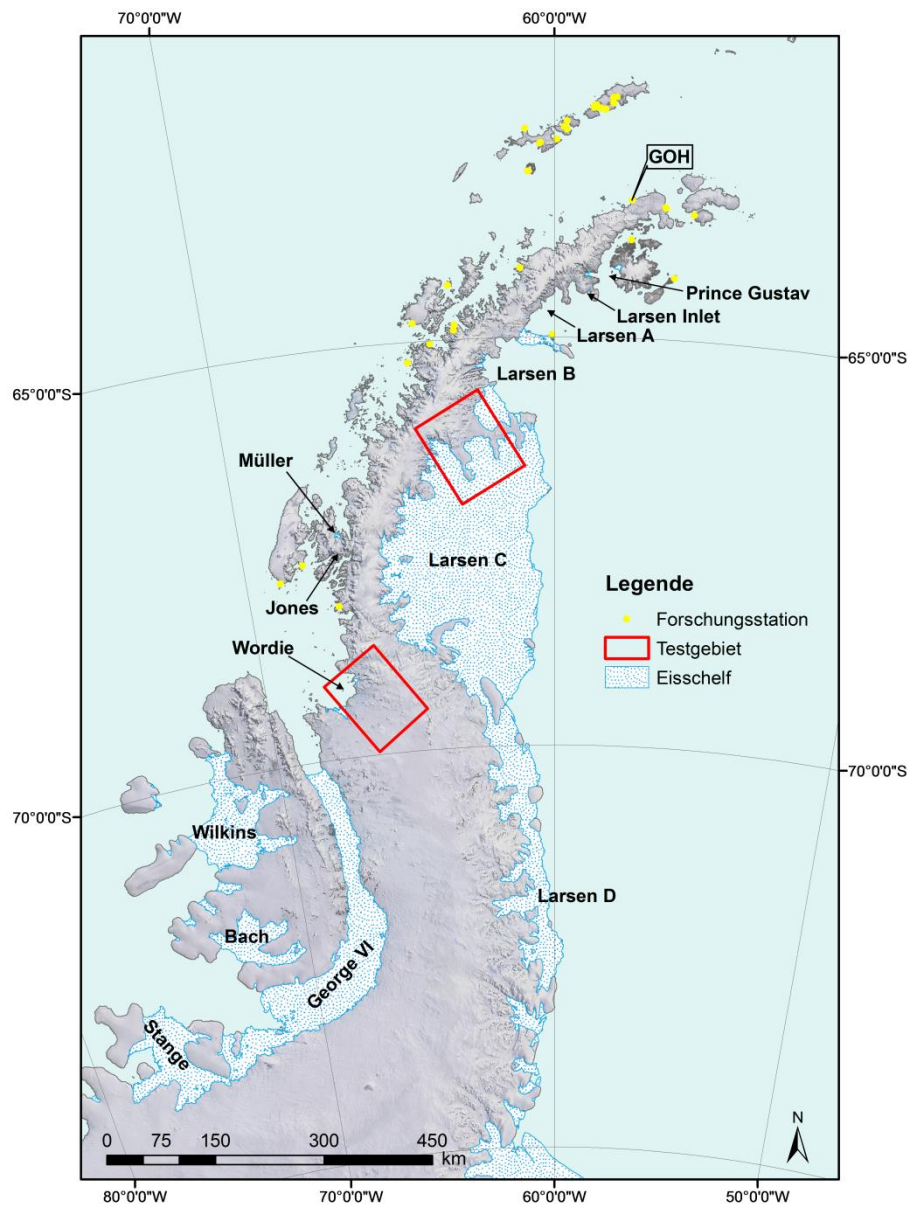


Abbildung 11: Übersicht über die auf der Antarktischen Halbinsel gelegenen Eisschelfe im Jahr 2012 und die zwei, über dem nördlichen Larsen C-/südlichen Larsen B- und dem ehemaligen Wordie-Eisschelf gelegenen Testgebiete. Die Lage der Forschungs- und Empfangsstation GARS O'Higgins ist mit „GOH“ gekennzeichnet. Datengrundlage: USGS Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA), RAMP-DEM, Shapefiles aus der SCAR Antarctic Digital Database, Version 6 (<http://www.add.scar.org>), Datum: WGS 84, Projektion: polarstereographisch

Abbildung 11 zeigt neben der Lage der Eisschelfe auch jene der in dieser Arbeit für die Erstellung der glaziologisch relevanten Endprodukte ausgewählten Testgebiete. Testgebiet 1 befindet sich im Nordosten der Antarktischen Halbinsel und deckt einen Teil des nördlichen Larsen C-Eisschelfs (Cabinet Inlet, Adie Inlet und Stratton Inlet), einen Teil des Scar Inlets, welches den Resten des Larsen B-Eisschelfs zugeordnet wird, sowie einige der jeweiligen Zuflussgletscher ab (Abbildung 12).

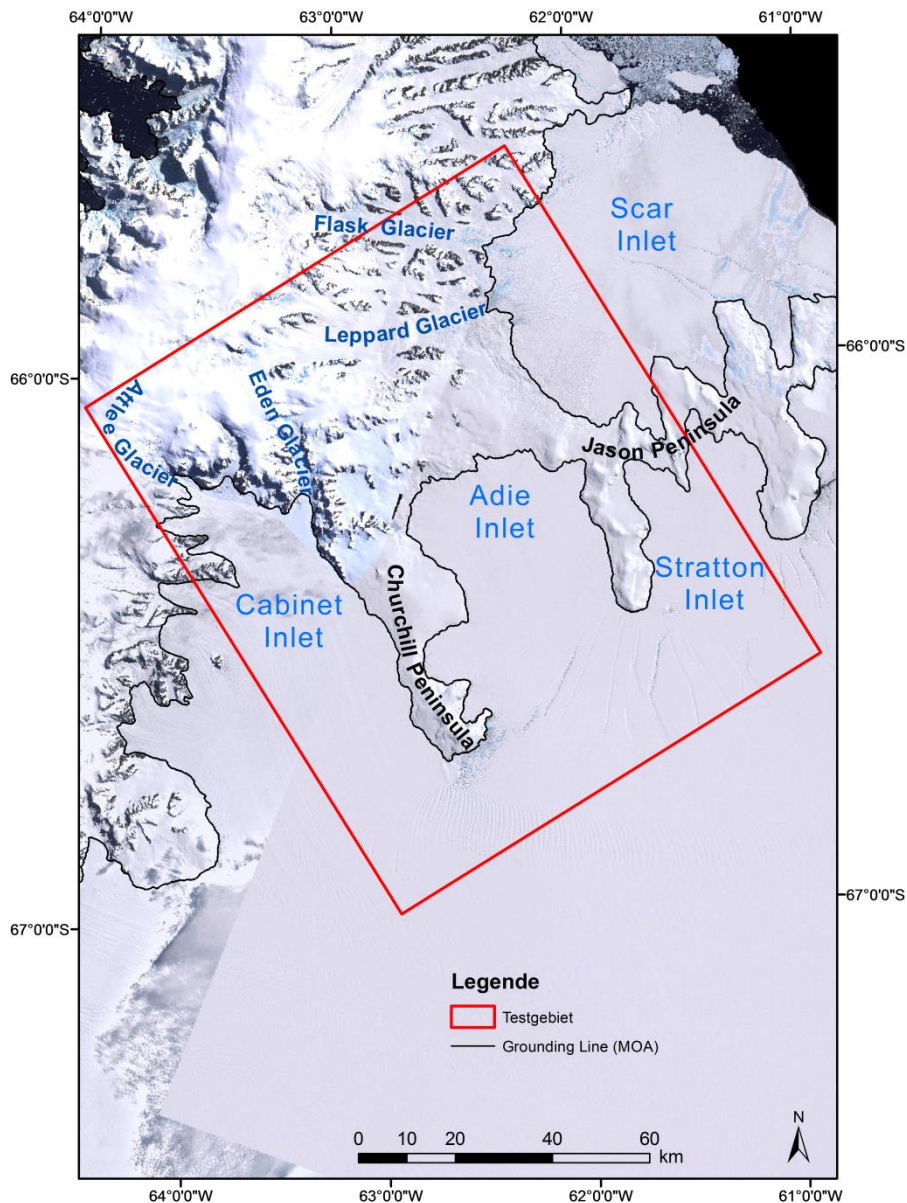


Abbildung 12: Übersicht über das Larsen-Testgebiet und seine Zuflussgletscher. Datengrundlage: USGS Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA), RAMP-DEM, Shapefiles aus der SCAR Antarctic Digital Database, Version 6 (<http://www.add.scar.org>), Datum: WGS 84, Projektion: polarstereographisch

Das Larsen-Eisschelf wird generell durch Buchten von Nord nach Süd in vier Sektionen (A,B,C und D) unterteilt (Abbildung 11). Im Falle des am nördlichsten, zwischen Cape Longing und Robertson Island gelegenen Larsen A-Eisschelfs (64°40'S, 60°W) kam es zwischen

Januar und Februar 1995 zum Kollaps der Eismassen, so dass heute nur noch ein kleiner Rest im Bereich der Robbeninseln (Seal Nunataks) vorhanden ist. Das zwischen Cape Longing und der Sobral Halbinsel gelegene Larsen-Inlet ist seit seiner Abkopplung vom Rest des Larsen-Eisschelfs infolge der Desintegration von Larsen A von einem Rückzug der Eismassen betroffen. Im Februar 2002 kollabierte auch das südlicher zwischen Robertson Island und der Jason Halbinsel gelegene Larsen B-Eisschelf ($65^{\circ}30'S$, $61^{\circ}W$). Reste des ehemaligen Larsen B-Eisschelfs konzentrieren sich insbesondere auf das auch durch einen Teil der in dieser Arbeit verwendeten Radarszenen abgedeckte Scar Inlet zwischen Cape Disappointment und der Jason Halbinsel. Das Larsen C-Eisschelf ($67^{\circ}30'S$, $62^{\circ}30'W$) ist das größte Eisschelf auf der Antarktischen Halbinsel und erstreckt sich von der Jason Halbinsel im Norden bis zum Gipps Ice Rise im Süden, wo es sich mit dem am südlichsten gelegenen Larsen D-Eisschelf vereint. Das Larsen D-Eisschelf ist das einzige Eisschelf auf der Antarktischen Halbinsel, das innerhalb der letzten 50 Jahre in geringem Maße vorgestoßen ist. Das Larsen C-Eisschelf zeigt bis heute keine Anzeichen für einen klimainduzierten Eisrückzug. Zwar entspricht seine aktuelle Ausdehnung nur noch rund 90% der für das Jahr 1963 dokumentierten Größe, jedoch liegen diese Veränderungen der Eisfront innerhalb der normalen Fluktuation. Zwischen 1975 und 1988 verlor das Larsen C-Eisschelf wohl aufgrund natürlicher Anpassungsprozesse ca. 7800 km^2 seiner Fläche, insbesondere durch das Kalben zweier großer Eisberge im Jahr 1986 und durch einen Eisabbruch an seinem nördlichsten Teil in Folge einer Eisbergkollision im Jahr 1976. Seit dieser Zeit kam es zu keinen größeren Kalbungsereignissen mehr und die Eisfront des Larsen C-Eisschelfs stoß langsam wieder vor. Seitdem ist es in seiner Ausdehnung verhältnismäßig stabil. Jedoch wird unter den derzeitigen klimatischen Entwicklungen erwartet, dass sich in Zukunft auch das Larsen C-Eisschelf zurückziehen wird (Cook und Vaughan 2010). Dies wird durch Untersuchungen von Shepherd et al. (2003) unterstützt, welche anhand von ERS1- und ERS2-Radaraltimeterdaten eine Verringerung der Oberflächenhöhe des nördlichen Larsen C-Eisschelfs um bis zu $0.27 (\pm 0,11) \text{ m/Jahr}$ für den Zeitraum von 1992 – 2001 ermittelten. Bei einer von ihnen geschätzten basalen Schmelzrate von ca. 0.78 m/Jahr wird das Larsen C-Schelfeis in ca. 100 Jahren eine Eismächtigkeit erreichen, wie das Larsen B-Eisschelf zum Zeitpunkt seiner Desintegration. Eine fortschreitende Erwärmung des umgebenden Ozeans kann jedoch diese Zeitspanne bedeutend verkürzen (Shepherd et al. 2003). Erst kürzlich wurde durch Untersuchungen von Jansen et al. (2015) ein während des Jahres 2014 schnell wachsender Riss im Süden des Larsen C-Eisschelfs entdeckt, welcher wohl in naher Zukunft zu einem großen Kalbungsereignis führen wird, bei dem das Larsen C-Eisschelf zwischen 9 und 12% seiner Fläche verlieren könnte.

Das zweite Testgebiet befindet sich im Nordwesten der Antarktischen Halbinsel und deckt einen Teil des ehemaligen Wordie-Eisschelfs sowie der zugehörigen Zuflussgletscher ab (Abbildung 11 und 13).

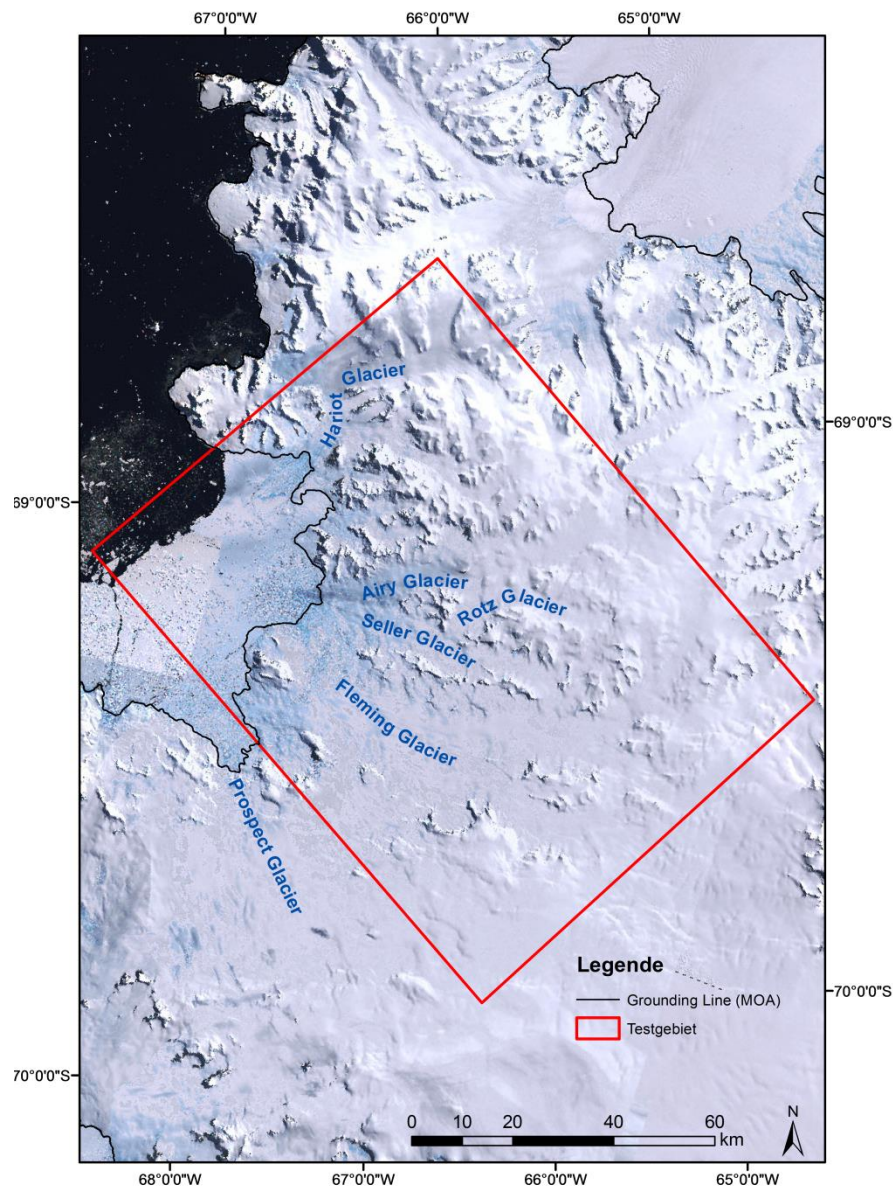


Abbildung 13: Übersicht über das Wordie-Testgebiet und die zugehörigen Zuflussgletscher. Datengrundlage: USGS Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA), Datum: WGS 84, Projektion: polarstereographisch, MOA Grounding Line (Scambos et al. 2007)

Dieses vormals größte Eisschelf der nordwestlichen Antarktischen Halbinsel ($>1000 \text{ km}^2$) kollabierte im Rahmen mehrerer gestaffelt stattgefundenen Desintegrationsereignisse zwischen den 1970er und 1980er Jahren. Bis dahin wurde das Wordie-Eisschelf von zahlreichen Gletschern gespeist, die sich zu drei Hauptzuflussströmen vereinten (Cook und Vaughan 2010). Im Jahr 1992 waren von dem Eisschelf nur noch ein paar unverbundene Gletscherzungen übrig, welche sich bis heute im Rückzug befinden. Darüber hinaus hatte der Kollaps des Wordie-Eisschelfs Auswirkungen auf seine ehemaligen Zuflussgletscher. So

konnte Rignot (2005) unter anderem anhand von ERS-1/2-SAR-Daten zeigen, dass der Fleming Gletscher in einer Distanz von 50 km zu seiner Kalbungsfront um 50% schneller fließt als noch im Jahr 1974 (also vor dem Kollaps des Wordie-Eisschelfs). Die Beschleunigung der Zuflussgletscher des Wordie-Eisschelfs geht zudem mit einem kollektiven Massenverlust und einer Verringerung ihrer Eismächtigkeit einher (Rignot 2005).

4 Datengrundlage

4.1 ERS-SAR-Daten

Die wesentliche Datengrundlage dieser Arbeit bilden insgesamt 24 Radaraufnahmen im SLC-Format (Single Look Complex), welche während des Zeitraums von 1994 bis 2011 von den sich auf den Satelliten ERS-1 und ERS-2 befindenden SAR-Sensoren über den zwei im Vorherigen vorgestellten Testgebieten aufgenommen wurden. Die ERS-1 Mission wurde am 17. Juli 1991 von der ESA gestartet und endete am 10. März 2000. Die Hauptziele dieser Mission waren u.a. die Beobachtung von Ozeanen, Eis, Schnee und Landoberflächen sowie die Erhebung von Daten, welche meteorologischen und atmosphärenchemischen Untersuchungen dienen sollten. Am 21. April 1995 wurde der dem ERS-1 Satellit beinahe baugleiche ERS-2 Satellit mit ähnlichen Zielsetzungen in seine Umlaufbahn gebracht. Diese Mission endete am 5. September 2011 (Duchossois et al. 2013). Beide Satelliten flogen in dem gleichen sonnensynchronen Orbit mit einer durchschnittlichen Höhe von rund 800 km und einer Bahnneigung von 98.5° (Scharroo und Visser 1998). Insgesamt bieten beide ERS-Missionen zusammen eine kontinuierliche Datenerhebung für einen Zeitraum von über 20 Jahren. Diese Tatsache macht die von den verschiedenen Instrumenten dieser Satelliten aufgenommenen Daten besonders geeignet für unterschiedliche Langzeitstudien im Bereich der Erdbeobachtung. Das für die in dieser Arbeit verwendeten SAR-Daten relevante Instrument ist das SAR-Element des auf beiden Satelliten verbauten AMI (Advanced Microwave Instrument). Hierbei handelt es sich um ein C-Band-SAR (5.3 GHz) mit einer VV-Polarisation (Attema 1991). Einen Überblick über die von beiden Satelliten getragenen Sensoren gibt Tabelle 4. Genaue Informationen zu den technischen Spezifikationen der jeweiligen Instrumente finden sich z.B. unter <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/ers/instruments>.

Tabelle 4: Hauptinstrumente von ERS-1/2 (Duchossois et al. 2013)

ERS-1	ERS-2
AMI (Advanced Microwave Instrument including SAR and Scatterometer)	AMI (Advanced Microwave Instrument including SAR and Scatterometer)
ATSR (Along Track Scanning Radiometer)	ATSR-2 (Along Track Scanning Radiometer 2)
LRR (Laser Retro-Reflectors)	GOME (Global Ozone Monitoring Experiment)
PRARE (Precise Range and Range-rate Equipment)	LRR (Laser Retro-Reflectors)
RA (Radar Altimeter)	MWR (Microwave Radiometer)
	PRARE (Precise Range and Range-rate Equipment)
	RA (Radar Altimeter)

Entsprechend der durch die verschiedenen Instrumente widerspiegelten unterschiedlichen Nutzungsanforderungen wurden die beiden ERS-Missionen in mehrere operationelle Phasen unterteilt. Je nach Missionsphase wurden hierbei Wiederkehrzeiten zwischen einem und 168 Tagen realisiert (D'Elia und Jutz 1996). Eine Übersicht zu den einzelnen Missionsphasen von ERS-1 und ERS-2 gibt Tabelle 5. Aufgrund des beachtlichen Einflusses des zeitlichen Abstandes zwischen zwei Radaraufnahmen auf die Kohärenz (zeitliche Dekorrelation, siehe Kapitel 5.3.2 d), welche insbesondere in dem von verschiedensten Oberflächenveränderungen gezeichneten Raum der Antarktischen Halbinsel eine große Rolle für die Qualität radarinterferometrischer Untersuchungen spielt, wurde in dieser Arbeit auf Daten zurückgegriffen, welche während Missionsphasen mit möglichst kurzen Temporal Baselines (Tandem: 1 Tag und Eisphasen: 3 Tage) akquiriert wurden. Zu Vergleichszwecken und zum Zwecke der Simulation der für andere Missionsphasen typischen Wiederkehrzeiten von 35 Tagen wurden jedoch aus diesen Daten auch Bildpaar-Konstellationen erzeugt, die Zeitabstände von 6 und 36 Tagen aufwiesen.

Die SAR-Daten der ERS-1 und ERS-2-Mission, welche das Gebiet der Antarktischen Halbinsel abdecken, wurden seit Beginn der ERS-1 Mission im Jahr 1991 an der von DLR und BKG in Kooperation mit dem INACH betriebenen, im Norden der Antarktischen Halbinsel gelegenen Station GARS O'Higgins (Abbildung 11) empfangen und im Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum des DLR (Standort Oberpfaffenhofen), welches eine der Processing and Archiving Facilities der ESA ist, vorprozessiert und archiviert (Klügel et al. 2014). GARS O'Higgins war dabei Teil eines ausgedehnten, sich aus 28 Bodenstationen zusammensetzenden Empfangsnetzes für ERS-Daten (D'Elia und Jutz 1996). Da die Empfangsstation von 1991 bis 2010 nur periodisch während des antarktischen Sommers besetzt war, liegen SAR-Daten für diese Jahre nur in diesem Zeitraum vor. Die Datenakquise fiel folglich in die Periode der Sommerschmelze auf der Antarktischen Halbinsel, was sich negativ auf die interfero-

metrische Verarbeitbarkeit der SAR-Daten auswirken kann. Eine Ausnahme bilden die Daten, welche während der dritten Eisphase im Jahr 2011 bis zum Missionsende von ERS-2 erhoben wurden. Hier war O'Higgins aufgrund des Starts der TanDEM-X Mission im Jahr 2010 das ganze Jahr über besetzt, so dass hier auch im Winter ERS-SAR-Daten mit einer 3-Tages Wiederkehrrate empfangen werden konnten (Klügel et al. 2014).

Tabelle 5: ERS-1 und ERS-2 Missionsphasen nach D'Elia und Jutz (1996), DEOS (1999a) und Duchossois et al. (2013). Die Missionsphasen, aus denen die Daten für diese Arbeit stammen, sind rot umrandet.

ERS-1				
Phase	Code	Zeitbereich	Temporal Baseline	Ziele in Bezug auf das SAR-Instrument
„Commissioning“	A	25.07.1991 – 10.12.1991	3 Tage	Inbetriebnahme aller Instrumente
Eisphase 1	B	28.12.1991 – 30.03.1992	3 Tage	Eis und Verschmutzung, SAR-Interferometrie
„Roll Tilt Mode“	R	04.04.1992 – 13.04.1992	35 Tage	Experimentelle Rotation des Satelliten, um Blickwinkel von 35° zu erreichen
Multidisziplinäre Phase	C	14.04.1992 – 21.12.1993	35 Tage	Land- und Eiskartierung
Eisphase 2	D	23.12.1993 – 10.04.1994	3 Tage	Wie Phase B
Geodätische Phase 1	E	10.04.1994 – 28.09.1994	168 Tage	Radar-Altimeter-Mission, SAR wie in Phase C
Geodätische Phase 2	F	28.09.1994 – 21.03.1995	168 Tage	8 km Shift im Vergleich zu Phase E
Tandem	G	21.03.1995 – 05.06.1996	1 Tag oder 8 Tage	Interferometrie und Kartierung
ERS-2				
Phase	Code	Zeitbereich	Temporal Baseline	Gegenstand der Phase
Tandem	A	Wie Phase G von ERS-1	1 Tag oder 8 Tage	Wie Phase G von ERS-1
Multidisziplinäre Phase	A	29.04.1996 – 10.03.2011	35 Tage	Wie Phase C von ERS-1
Eisphase 3	A	10.03.2011 – 04.07.2011	3 Tage	Wie Phase D von ERS-1

Wie bereits erwähnt, wurden für die hier vorliegende Arbeit insgesamt 24 ERS-Radaraufnahmen (je 12 Bilder pro Testgebiet) verwendet, welche aus der 2. und 3. Eisphase sowie aus der Tandem-Phase stammen. Diese SAR-Bilder lagen als bereits vorprozessierte komplexe SLC-Frames im scomplex-Format (2 Byte Short Integer) mit Slant-Range-Geometrie vor. Sie weisen eine Pixelauflösung („pixel spacing“) von 7.904 m in Slant-Range (≈ 20 m in Ground Range) und 3.965 m in Azimut bzw. eine räumlichen Auflösung von ca. 30 x 30 m auf und decken jeweils ein Gebiet von ca. 100 x 100 km ab. Zusätzlich lagen zu den SLC-Dateien korrespondierende Metadaten vor. Dabei handelt es sich um zeitliche und räumliche Parameter, wie z.B. der genaue Zeitpunkt der Aufnahme, die Position des Sensors

im Bezug zur Erde sowie seine Bewegungsrichtung. Des Weiteren finden sich innerhalb der Metadaten Detailinformationen über die zum Zeitpunkt der Aufnahme gültigen Einstellungen des Sensors bezogen auf Azimut- und Blickwinkel sowie Angaben zur Radarantenne, wie beispielsweise Frequenz und Empfangsverstärkung.

Für die Erstellung der vier glaziologisch relevanten Endprodukte wurden die SLC-Aufnahmen so miteinander kombiniert, dass für jede Jahreszeit (Sommer, Winter) und für jedes Testgebiet unterschiedliche zeitliche Abstände zwischen den jeweils korrespondierenden Szenen realisiert wurden. Insgesamt wurden für den Sommer in beiden Testgebieten Kohärenzkarten und Interferogramme erstellt, bei denen die Temporal Baseline zwischen den hierzu verwendeten Einzelszenen 1, 3, 6 und 36 Tage betrug. Der zeitliche Abstand der herangezogenen Winterszenen umfasste hingegen 3, 6 oder 36 Tage. Doppelt differenzierte Interferogramme (4-Pass) wurden im Sommer für 1- und 3-Tage-Baselines und im Winter für einen Zeitabstand von 3 Tagen generiert. Für die Fließgeschwindigkeitsberechnungen mittels Intensitätstracking wurden für den Sommer zeitliche Abstände von 1, 3, 6 und 36 Tagen gewählt und für den Winter 3, 6 und 36 Tage. Eine Übersicht über die verwendeten SAR-Daten und ihre Kombinationen gibt Tabelle 6.

Tabelle 6: Kombination der verwendeten ERS-SAR-Szenen für beide Testgebiete (Larsen C/B- und Wordie-Eisschelf). Gleiche Szenen sind mit identischen Farben hinterlegt. Szene 1 stellt das sog. Master-Image und Szene 2 das jeweilige Slave-Image dar. Bei $|B_n|$ handelt es sich um den Betrag der Perpendicular Baseline für die jeweiligen Bildmitten (berechnet, wie in Kapitel 5.3.5 beschrieben).

<u>Larsen C/B Datenkombinationen Sommer</u>						<u>Wordie Datenkombinationen Sommer</u>					
Temporal BS (Tage)	Szene 1	Szene 2	$ B_n $ (m)	Frame	Track	Temporal BS (Tage)	Szene 1	Szene 2	$ B_n $ (m)	Frame	Track
1	13.11.1995	14.11.1995	143	5818	104	1	27.10.1995	28.10.1995	60	5751	362
1	26.02.1996	27.02.1996	88	5818	104	1	09.02.1996	10.02.1996	186	5751	362
3	02.02.1994	05.02.1994	25	5819	4	3	01.02.1994	04.02.1994	54	5751	33
3	05.02.1994	08.02.1994	27	5819	4	3	04.02.1994	07.02.1994	1	5751	33
6	02.02.1994	08.02.1994	52	5819	4	6	01.02.1994	07.02.1994	55	5751	33
36	08.02.1994	16.03.1994	441	5819	4	36	07.02.1994	15.03.1994	416	5751	33
<u>Larsen C/B Datenkombinationen Winter</u>						<u>Wordie Datenkombinationen Winter</u>					
Temporal BS (Tage)	Szene 1	Szene 2	$ B_n $ (m)	Frame	Track	Temporal BS (Tage)	Szene 1	Szene 2	$ B_n $ (m)	Frame	Track
3	21.06.2011	24.06.2011	127	5819	4	3	20.06.2011	23.06.2011	3	5751	33
3	24.06.2011	27.06.2011	114	5819	4	3	23.06.2011	26.06.2011	95	5751	33
6	21.06.2011	27.06.2011	67	5819	4	6	20.06.2011	26.06.2011	3	5751	33
36	22.05.2011	27.06.2011	7	5819	4	36	18.05.2011	23.06.2011	41	5751	33

4.2 Problematik bei der Auswahl und der Akquise der ERS-SAR-Daten

Es sei an dieser Stelle angemerkt, dass sich die Auswahl und Akquise der für die Prozessierung geeigneten Daten als überaus schwierig gestaltete. Aufgrund eines seitens der ESA bis zum Zeitpunkt der Fertigstellung dieser Arbeit zwar bestätigten, aber ursächlich noch nicht eindeutig bestimmten Fehlers werden in dem für die Bestellung der Daten vorgesehenen Datenkatalog EOLI-SA (<https://earth.esa.int/web/guest/eoli>) die ein bestimmtes Gebiet abdeckenden SLC-Frames in einigen Bereichen der Antarktischen Halbinsel nicht lagekorrekt angezeigt. So weicht die in EOLI-SA angezeigte räumliche Abdeckung der Szenen von der tatsächlichen, nach der Bestellung erhaltenen Abdeckung teilweise deutlich ab. Im Rahmen mehrerer Stichproben konnte beobachtet werden, dass die Start-Stopp-Zeiten der bezogenen Daten um bis zu 9 Sek. gegenüber den korrespondierenden, in EOLI-SA angezeigten Bildausschnitten differierten. Dabei war die hieraus resultierende Verschiebung in Flugrichtung des Sensors in Bezug auf Gebiet, Orbit, Sensortyp (ERS-1, ERS-2) und Aufnahmezeitraum nicht uniform. Während bei der Bestellung der Daten als sog. „Standard-Frames“ (hier wird der Aufnahmestreifen in standardisierte Frames unterteilt, welche dann vom Nutzer einzeln ausgewählt und bestellt werden können) sämtliche bestellte Daten (Tandem, Eisphase 2 und 3) unter dem Versatz litten, trat bei einer Bestellung der Szenen als sog. „Shifted Scenes“ (hier kann der Nutzer selber die vermeintliche Abdeckung des Frames entlang des Aufnahmestreifens bestimmen) eine Lagedifferenz nur bei Daten aus dem Jahr 2011 auf. Hierbei unterschied sich im Falle des Wordie-Eisschelfs „lediglich“ die Lage der real erhaltenen Frames von der in EOLI-SA angezeigten. Der relative Versatz zwischen den zu dem Frame gehörigen Szenen bewegte sich jedoch in einem normalen Rahmen. In anderen Worten ausgedrückt: Alle Szenen lagen mit nur geringem Versatz übereinander, wichen aber insgesamt von der in EOLI-SA ausgewiesenen Lage ab. Im Falle der Shifted-Scene-Daten für das Larsen-Eisschelf aus der dritten Eisphase wiesen jedoch die Frames nicht nur einen Lageunterschied zu der Angabe in EOLI-SA auf, sondern hatten zusätzlich untereinander einen teils beträchtlichen Versatz in Azimut-Richtung.

Abbildung 14 und 15 verdeutlichen das im Vorherigen geschilderte Problem am Beispiel der Shifted-Scene-Daten aus dem Jahr 2011 für das Larsen-Testgebiet. Der in Abbildung 14 gezeigte Screenshot zeigt die Situation bei der Datenbestellung in EOLI-SA. Hier wird für alle Daten eine identische Lage innerhalb des gekennzeichneten Bereichs ausgewiesen, welcher das für die Untersuchungen interessante Gebiet abdeckt. Abbildung 15 zeigt die tatsächliche Abdeckung der bei dieser Bestellung erhaltenen Daten, sowie den in EOLI-SA angezeigten Bereich. Es ist zu erkennen, dass eine deutliche Lageungleichheit zu der EOLI-SA-Abdeckung besteht. Ferner existiert ein teils nicht unbedeutender Versatz zwischen den einzelnen Szenen. Dieser beträgt maximal zwischen den Bildern vom 21.06.2011 und

24.06.2011 ca. 4200 Pixel in Azimut-Richtung. Da die Verschiebung von 4200 Pixeln für sämtliche Frame-Paare der zugehörigen Aufnahmestreifen gilt, ist auch das in dieser Arbeit verwendete Bildpaar mit der Framenummer 5819 (siehe Tabelle 6) davon betroffen.

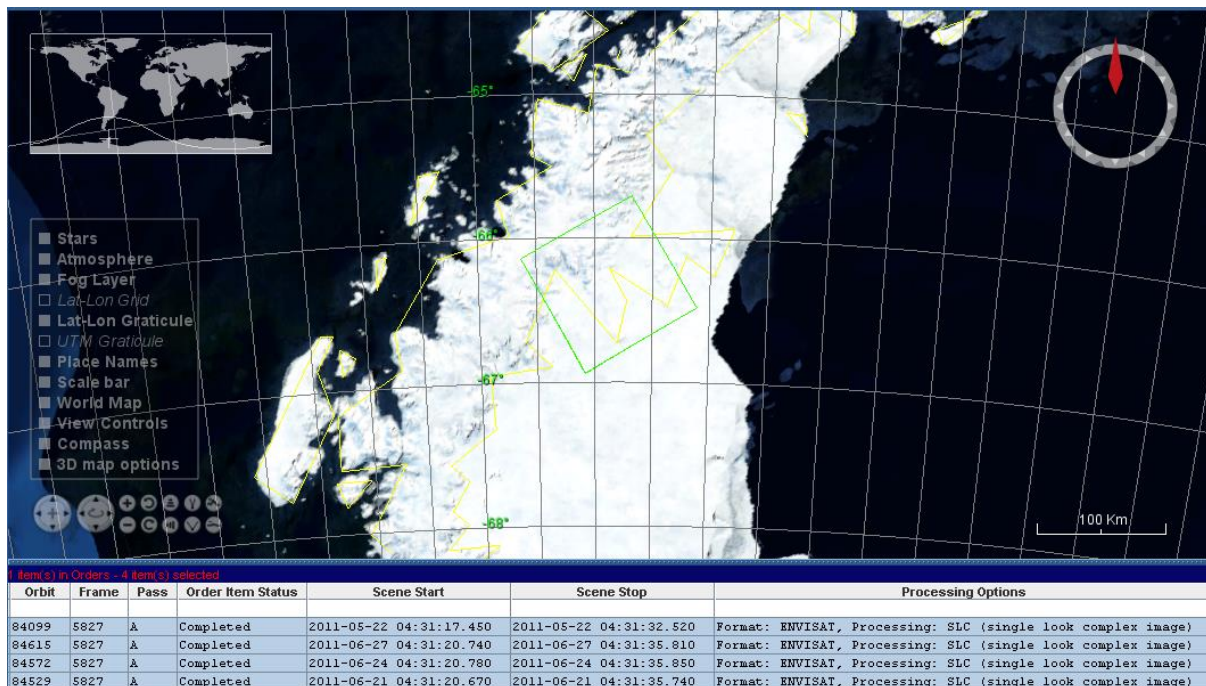


Abbildung 14: Screenshot der Datenbestellung über EOLI-SA (Larsen-Eisschelf, Daten der dritten Eisphase 2011). Die die vermeintliche räumliche Abdeckung der SLC's wird durch den grünen Rahmen angezeigt.

Für die generelle Verschiebung der Szenen kommen mehrere mögliche Ursachen in Betracht, die neben der reinen Darstellung in EOLI-SA auch die Vorprozessierung der SAR-Daten und die damit verbundene Aufteilung der Aufnahmestreifen in Frames („Framing“) bzw. die geographische Lagezuordnung der jeweiligen Start-Stop-Zeiten betreffen können. Eine mögliche Erklärung für die signifikanten Lageungleichheiten innerhalb der einzelnen Frames im Falle der Daten für das Larsen-Eisschelf aus dem Jahr 2011 kann in der schlechten Qualität der Orbitparameter liegen, welche zu Ungenauigkeiten beim Framing führten. Aufgrund der Tatsache, dass nur für einen kleinen Teil der über EOLI-SA erhältlichen Daten Voransichten (Quicklooks) existieren, durch welche die tatsächliche Lage des ausgewählten Bildausschnitts im Vorfeld zumindest grob hätte überprüft werden können, gestaltete sich eine sinnvolle Auswahl der Szenen über weite Strecken als kompliziert bis unmöglich. Wenn überhaupt konnte eine passende Auswahl der korrespondierenden SLC-Frames nur durch ein zeitaufwändiges iteratives Vorgehen im Rahmen mehrerer Datenbestellungen und eine eingehende Sichtung des erhaltenen Datenmaterials durchgeführt werden. In Hinblick auf eine automatisierte Auswahl geeigneter Szenen und ihre Ablage in einer Datenbank, wie es bei einer vollständigen Reprozessierung des ERS-Datenbestandes für die Antarktische Halbinsel erforderlich ist, ist es unbedingt notwendig, verlässliche Informationen über die Lage der Radarszenen zu besitzen. Daher muss eine weitere Ursachenforschung angestrebt wer-

den, um die bestehende Problematik in möglichst naher Zukunft zu beheben oder um Wege zu finden, mit dieser adäquat umzugehen.

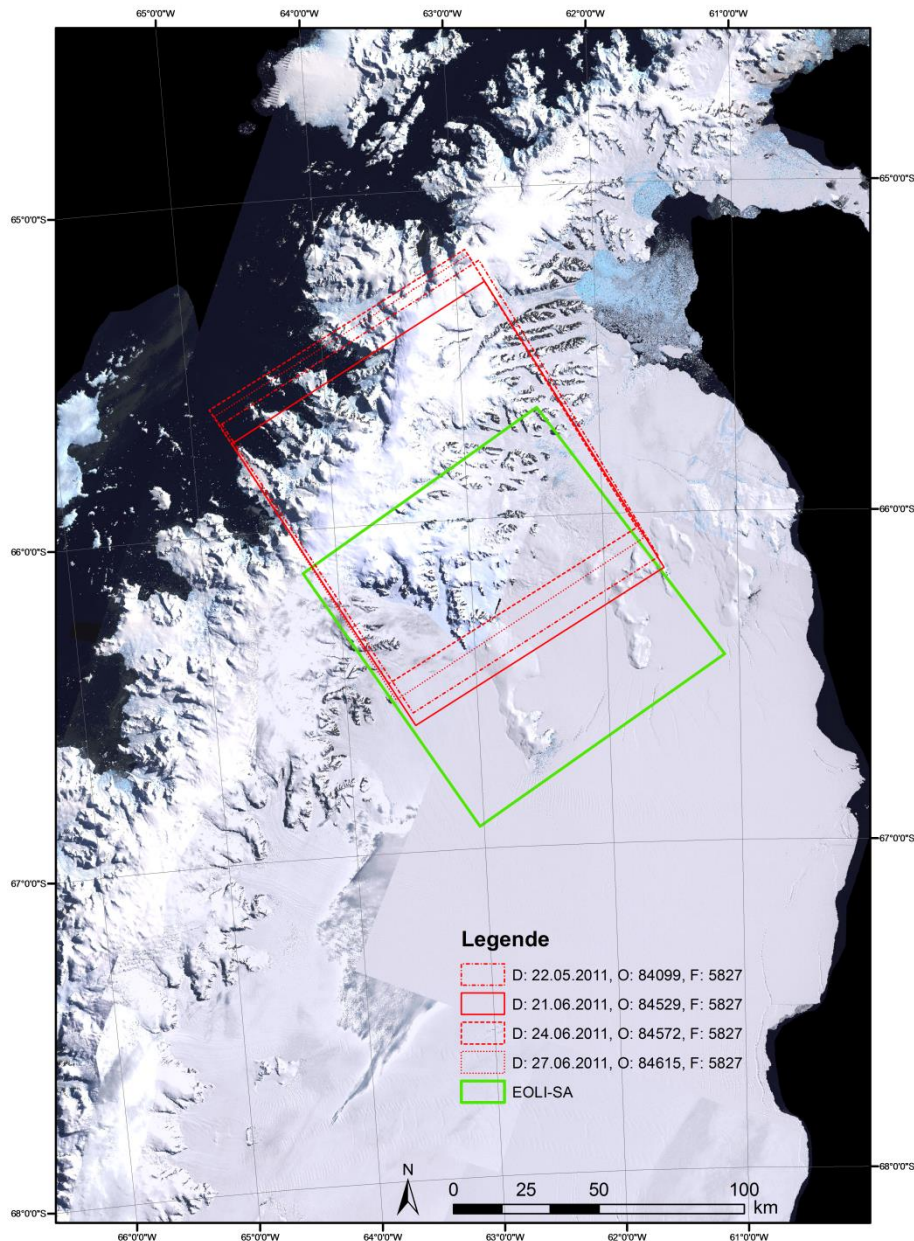


Abbildung 15: Tatsächliche Abdeckung der bestellten SLC's (Larsen C/B-Eisschelf, Daten der dritten Eisphase 2011). Die jeweilige Ausdehnung ist durch einen roten Rahmen mit unterschiedlicher Strichelung gekennzeichnet (D: Datum, O: Orbit, F: Frame). Datengrundlage: USGS Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA), Datum: WGS 84, Projektion: polarstereographisch

4.3 Präzise Orbitdaten

Wie bereits in Kapitel 2 beschrieben, erfordert die erfolgreiche Verarbeitung von SAR-Daten möglichst genaue Daten über die Orbitparameter bzw. der Position des betreffenden Satelliten zum Zeitpunkt der jeweiligen verwendeten Aufnahmen. Jedoch wurden weder ERS-1

noch ERS-2 dazu entwickelt, hochpräzise Orbitinformationen zu generieren (Scharroo und Visser 1998). Beide Satelliten wurden so konstruiert, dass die Orbitdatenbestimmung auf Positionsdaten basiert, welche von den Instrumenten LRR und PRARE aufgenommen wurden (Hanssen 2010). Im Falle von LRR handelt es sich um ein passives Instrument, welches von SLR-Stationen (SLR = Satellite Laser Ranging) auf der Erde ausgesendete Laserpulse reflektiert. Die Laufzeit des Impulses kann als Maß für die Distanz zwischen der SLR-Station und dem Satelliten herangezogen werden (DEOS 1999b). Neben der bereits vergleichsweise geringen Genauigkeit der SLR-Messungen kommt hinzu, dass diese Daten nur in der Nähe einer SLR-Station aufgenommen werden konnten. Im Falle der beiden ERS-Missionen waren die Stationen mit ihrer vornehmlichen Lage in Nordamerika und Europa ungleich auf der Erde verteilt, so dass insbesondere für Aufnahmen auf der südlichen Halbkugel mittels SLR keine Orbitgenauigkeiten im Subdezimeterbereich erreicht werden konnten (Hanssen 2010). Im Gegensatz zum LRR ist das PRARE ein aktives Tracking-Instrument, welches zwei modulierte Mikrowellensignale (je ein Signal im X- und S-Band, 8.489 bzw. 2.248 GHz) zu bis zu vier speziellen PRARE-Bodenstationen gleichzeitig aussendet und die von den Bodenstationen zurückgestrahlten Signale empfängt. Über die Bestimmung von Signallaufzeiten und Frequenz-Dopplerverschiebungen kann dann die Position des Satelliten in genauem Maße bestimmt werden. Hierzu stand vormals ein Netz von 18 PRARE-Stationen zur Verfügung, welches eine gute globale Abdeckung ermöglichte. Allerdings wurde dieses Stationsnetz zum Ende des Projektförderzeitraums im Jahr 2003 auf etwa 6 Stationen verkleinert und sein Betrieb im Jahr 2007 komplett eingestellt (Falck et al. 2003; GFZ Potsdam 2015). Das PRARE-Instrument ging jedoch im Falle des ERS-1-Satelliten aufgrund eines kurz nach dem Start innerhalb dieses Moduls aufgetretenen irreparablen Fehlers niemals in Betrieb. Somit konnte nur ERS-2 im Zeitraum von 1995 bis zur Ausdünnung des Stationsnetzes im Jahr 2003 wirklich von dieser Technik profitieren. Die für ERS-1 erhobenen Orbitdaten basierten hingegen zunächst nur auf vergleichsweise ungenauen SLR-Messungen (Scharroo und Visser 1998).

Um der im Allgemeinen geringen Qualität der Positionsdaten von ERS-1 und ERS-2 zu begegnen, wurden für die präzise Orbitbestimmung zusätzlich zu den SLR- und PRARE-Messdaten Altimeter-Crossover-Daten (während der Tandem-Phase) und Modelle der auf den jeweiligen Satelliten während des Fluges wirkenden Kräfte verwendet (Doornbos und Scharroo 2005). Bezüglich letzteren spielten Gravitationsfeldmodelle, wie z.B. das Delft Gravity Model (DGM)-E04 (Scharroo und Visser 1998), EIGEN-GRACE01S (Reigber et al. 2003) und EIGEN-GRACE02S (Reigber et al. 2005), welche Schwankungen im Schwerfeld der Erde erfassen, die wichtigste Rolle. Zusätzlich hierzu kamen Modelle zum Einsatz, die die Auswirkungen der Gezeiten auf das Gravitationsfeld der Erde, den Luftwiderstand in der oberen Atmosphäre, den Strahlungsdruck der Sonne und der Erde sowie den Einfluss der

Anziehungskräfte von Mond, Sonne und Planeten auf die Position und die Geschwindigkeit des Satelliten abbilden (Doornbos und Scharroo 2005). Genaue Orbitparameter, welche u.a. auf diesen Modellen basieren, wurden in Form von zusätzlichen, die Position des Satelliten beschreibenden Zustandsvektoren (engl. *state-vector*) durch das niederländische DEOS generiert und stehen als ODR-Dateien unter <http://www.deos.tudelft.nl/ers/precorbs/orbits/> zum freien Download zur Verfügung. Diese präzisen Orbitdaten werden in der Literatur oft auch nur kurz unter dem Begriff „Delft-Orbits“ zusammengefasst und je nach verwendetem Gravitationsfeldmodell als „DGM-E04-Orbits“, „EIGEN-GRACE01S-Orbits“ oder „EIGEN-GRACE02S-Orbits“ bezeichnet. Während die DGM-E04-Orbits auf bis zu 5 cm präzise sind (Scharroo und Visser 1998), weisen die EIGEN-GRACE01S-Orbits für ERS-2 eine Genauigkeit von ca. 4 cm auf (Doornbos und Scharroo 2005).

Für diese Arbeit wurde angestrebt, die jeweils bestmöglichen Orbitinformationen zu verwenden. Entsprechend ihrer Verfügbarkeit basieren diese für die herangezogenen Daten auf dem DGM-E04. Eine Übersicht der für ERS-1 und ERS-2 bereitstehenden Delft-Orbits gibt Abbildung 16. Es sei angemerkt, dass nach dem Ausfall des sich auf ERS-2 befindlichen Bandspeichers im Juni 2003 von DEOS für ERS-2 keine präzisen Orbitparameter mehr generiert wurden (Doornbos und Scharroo 2005). Für die SAR-Daten aus der dritten Eisphase (2011) bedeutet dies aufgrund der Abschaltung der PRARE-Stationen im Jahr 2007, dass nur ungenaue, auf SLR-Daten basierende Orbits zur Verfügung stehen.

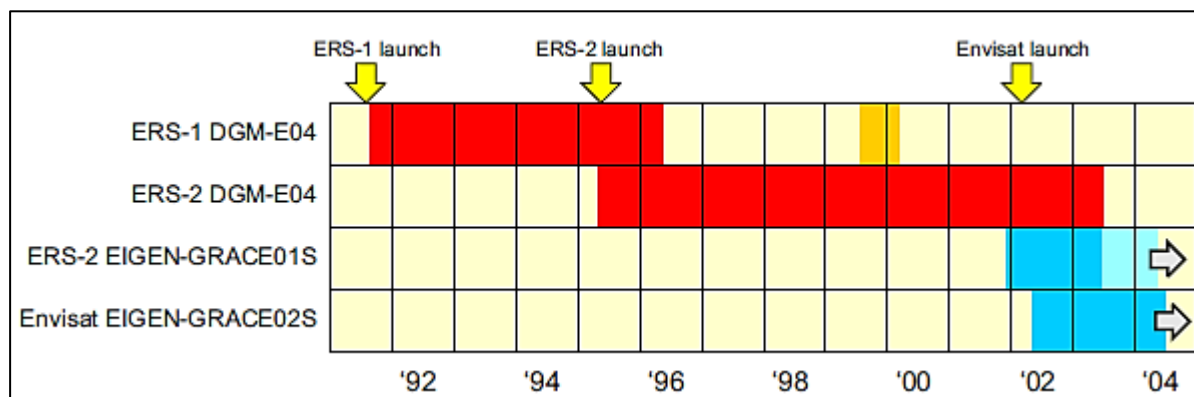


Abbildung 16: Delft-Orbits für ERS-1, ERS-2 und Envisat. Helle Farbtöne symbolisieren Zeiträume, für welche nur auf SLR-Messungen basierende Orbitparameter zur Verfügung stehen (Doornbos und Scharroo 2005).

4.4 Hilfsdaten

Neben den im Vorherigen charakterisierten Primärdaten wurden noch unterstützende Daten verarbeitet. So wurde für die Geokodierung der Endprodukte (siehe Kapitel 5.3.10) ein externes DEM verwendet. Hierbei handelt es sich um ein die Antarktische Halbinsel abdeckendes Subset des Radarsat Antarctic Mapping Project (RAMP)-DEM Version 2 mit einer räumlichen Auflösung von 200 m (Liu et al. 1999; Liu et al. 2001). Dieses DEM wurde gewählt, da es im

Gegensatz zu dem doppelt so hoch aufgelösten ASTER GDEM (Cook et al. 2012) auch die südlichen Bereiche der Antarktischen Halbinsel ($>70^{\circ}$ S) abdeckt, was für die angestrebte Reprozessierung des gesamten ESA-Archivs von Bedeutung ist.

Der Radarsat-1-Satellit wurde von der Kanadischen Raumfahrtagentur (CSA) am 4. November 1995 gestartet. In einem Gemeinschaftsprojekt mit der NASA wurde dann im Jahr 1997 das Radarsat Antarctic Mapping Project begonnen. Hierzu wurde Radarsat-1 so ausgerichtet, dass seine SAR-Antenne südwärts in Richtung Antarktis blickte. Dies ermöglichte erstmalig eine hochauflösende Kartierung der gesamten Antarktis in Form eines Radarbildmosaiks (RAMP AMM-1 SAR Image Mosaic of Antarctica) (NSIDC 2014). Auch das RAMP-DEM deckt den kompletten antarktischen Kontinent ab. Es wurde entwickelt, um die Prozessierung des RAMP-Radarbildmosaiks zu unterstützen. Allerdings wurden zu seiner Erstellung keine RAMP-Daten genutzt, sondern vielmehr topographische Daten aus mehreren anderen Quellen, die vorrangig während der 1980er und 1990er Jahre aufgenommen wurden. Hierzu zählen ERS-1 Radaraltimeterdaten, Daten flugzeuggestützter Radarmissionen, GPS-Daten, Daten der SCAR Antarctic Digital Database (Version 2) und topographische Karten des USGS und der AAD. Im Vergleich zur Vorgängerversion bietet das RAMP-DEM Version 2 durch das Einbinden neuerer topographischer Daten, Fehlerbehebungen und anderer Veränderungen einige Verbesserungen in den Bereichen Auflösung, Genauigkeit und Abdeckung (Liu et al. 2001). Das für die vorliegende Arbeit verwendete RAMP-DEM hatte ursprünglich eine räumliche Auflösung von 200 m und lag in WGS 84-Koordinaten in einer polarstereographischen Projektion im GRID-Rasterformat vor. Es musste für die Prozessierung mit dem in dieser Arbeit verwendeten Softwarepaket der GAMMA Remote Sensing AG (Werner et al. 2000) (im Folgenden als „GAMMA“ bezeichnet) vorbereitet werden. Hierzu wurde zunächst mithilfe von ESRI-ArcGis ein die Antarktische Halbinsel abdeckendes Subset des RAMP-DEM erstellt und ein Resampling der Auflösung auf 100 m durchgeführt. Daraufhin wurden mithilfe von in der frei verfügbaren GDAL-Programmbibliothek (<http://www.gdal.org>) hinterlegten Algorithmen weitere Modifikationen durchgeführt. Diese beinhalteten u.a. die Festlegung der „No-Data-Values“ auf den Wert „0“ und die Umwandlung des Rasters in ein binäres, von GAMMA lesbares Datenformat. Ferner wurde ein für die Verarbeitung mit GAMMA notwendiges Parameterfile erstellt, welches die wichtigsten Metadaten des DEM enthält.

Eine die Antarktische Halbinsel abdeckende binäre Land-Wasser-Maske wurde zur Ausmaskierung von Wasserflächen bei der Koregistrierung benutzt. Sie lag bereits zu Beginn der Arbeit in einem mit GAMMA verarbeitbaren Format vor. Die zur Erstellung der Land-Wasser-Maske verwendeten Daten stammen aus der frei zugänglichen SCAR Antarctic Digital Database, Version 6 (<http://www.add.scar.org>), und repräsentieren den Zustand im Jahr 2012.

5 Datenprozessierung und Ergebnisse

Um die vier Endprodukte (Kohärenzkarten, Interferogramme, doppelt differenzierte Interferogramme und Fließgeschwindigkeitskarten) zu erstellen, sind mehrere Prozessierungsschritte nötig, auf welche im Folgenden genauer eingegangen werden soll. Neben der Vorstellung der generierten End- und Zwischenprodukte werden hierbei ferner die Auswirkungen einiger für die Prozessierung relevanter Parameter auf die Produktqualität aufgezeigt.

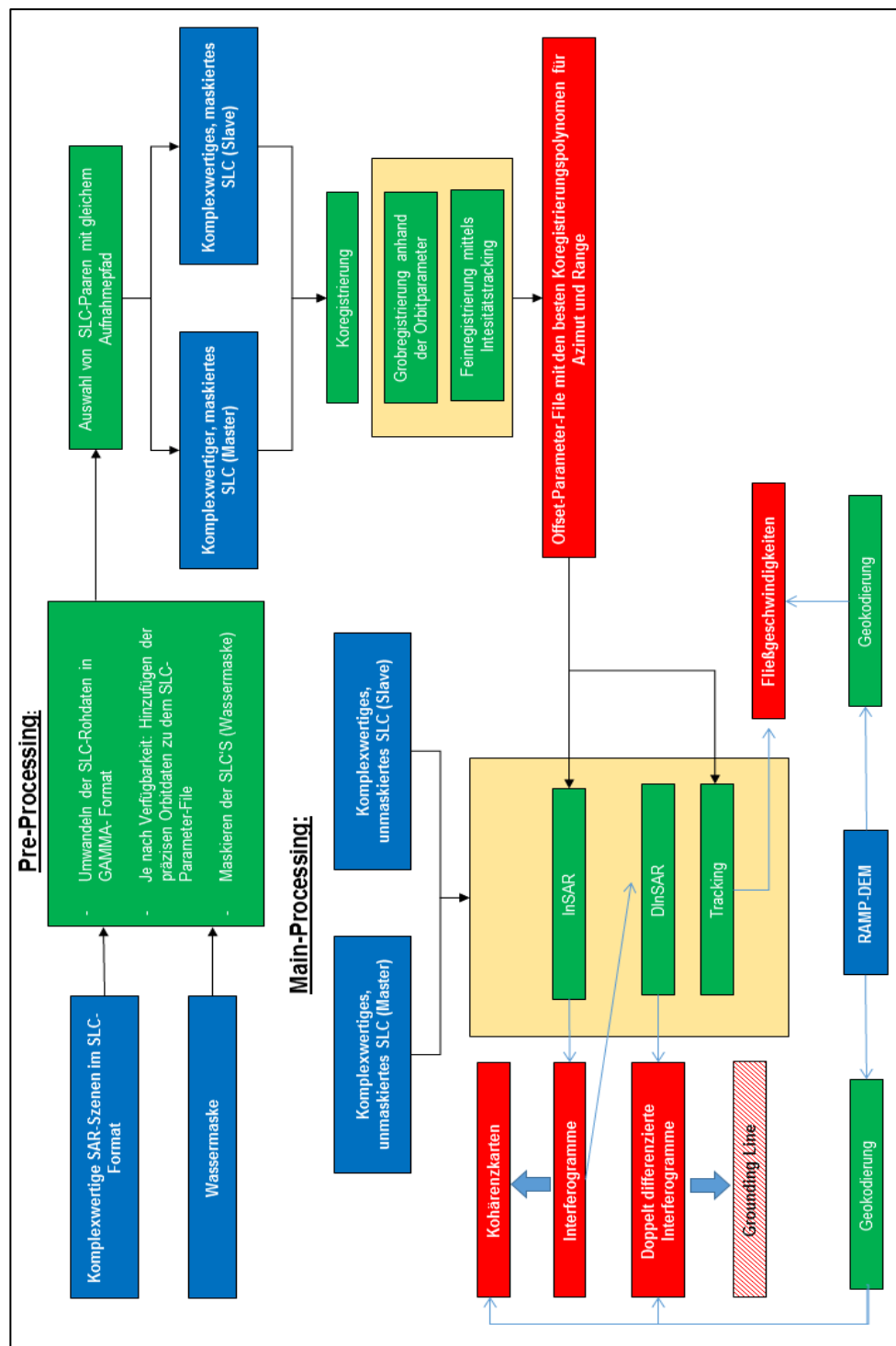


Abbildung 17: Übersicht (Workflow) über die durchgeführten Prozessierungsschritte

Um die Prozessierung für sämtliche verwendete SAR-Szenen automatisiert ablaufen zu lassen, wurde innerhalb eines umfangreichen Bash (Shell)-Skripts eine geeignete Prozessierungskette zur Ausführung in einer Linux-Umgebung erstellt. Neben der eigentlichen Radarbildprozessierung, bei welcher einzelne Algorithmen des GAMMA-Softwarepakets in geeigneter Weise angesteuert und mit passenden Parametern ausgeführt werden, wurden über das Bash-Skript auch die Auswahl der für die Prozessierung jeweils geeigneten SAR-Szenen und Hilfsdaten, das Anlegen geeigneter Ordnerstrukturen und das Pre- und Postprocessing automatisiert gesteuert. Das mit Kommentaren versehene Bash-Skript befindet sich in digitaler Form auf der beiliegenden CD und kann zur Nachvollziehung der im Folgenden erläuterten Prozessierungsschritte unterstützend hinzugezogen werden. Zusätzlich zu dem Bash-Skript wurden vor allem im Bereich des Pre- und Postprocessings Skripte in anderen Sprachen wie R (<http://www.r-project.org>) und Perl verwendet und in das (Bash-) Hauptskript eingebunden. Eine grobe Übersicht über die Prozessierungskette gibt Abbildung 17.

Detaillierte graphische Darstellungen der einzelnen Prozessierungsschritte, welche für die Erstellung der jeweiligen Endprodukte durchgeführt wurden, befinden sich zu Beginn der entsprechenden Kapitel.

5.1 Vorbereitung der Daten für die Prozessierung

In einem ersten Arbeitsschritt wurden die als komprimierte Dateien gelieferten SLC-Rohdaten extrahiert und in ein mit der GAMMA-Software verarbeitbares Format überführt. Zusätzlich wurden die zu den SLC-Rohdaten verfügbaren Metadaten für jedes Radarbild in ein für die Prozessierung mit GAMMA geeignetes SLC-Parameter-File übertragen. In dieses Parameter File wurden je nach Verfügbarkeit die Zustandsvektoren der präzisen Delft-Orbits (Kapitel 4.3) eingefügt. Des Weiteren wurden die SLC-Daten und ihre zugehörigen Parameter-Files nach Orbit, Frame und Aufnahmedatum sortiert und in eine entsprechende Ordnerstruktur eingepflegt. Zusätzlich wurden von den SLC's Kopien erstellt, welche für die anschließende Koregistrierung mithilfe der Land-Wassermaske maskiert wurden. Basierend auf der im vorherigen Schritt angelegten Ordnerstruktur wurden dann automatisch die für die weitere Verarbeitung (Interferometrie, Tracking) geeigneten Szenenpaare sowie ihre maskierten Kopien ausgewählt.

5.2 Koregistrierung

Die beiden Szenen des jeweils zu verarbeitenden Bildpaares lagen zunächst nicht deckungsgleich übereinander. Um bei der InSAR-Prozessierung die Signale der exakt gleichen Rückstreuer auf der Oberfläche miteinander in Bezug setzen zu können, müssen jedoch das Master- und das Slave-SLC in jedem Pixel den gleichen Bereich der Oberfläche abbilden.

Anderenfalls werden die Phasendifferenzen nicht für den gleichen Ausschnitt der Erdoberfläche gemessen. Um im Rahmen eines sog. Resamplings eine Lagegleichheit zwischen beiden SLC's zu erreichen, ist es erforderlich, vorher eine Koregistrierung der beiden Bilder (also eine Bestimmung der zwischen den beiden Bildern bestehenden Verschiebungen) durchzuführen (Moll 2008). Auch die Ermittlung von Oberflächenbewegungen mittels Tracking-Verfahren basiert auf der genauen Berechnung des bestehenden Versatzes (Offset) zwischen den beiden Radarbildern. Fehler bei der Lagezuordnung der Bilder führen zu einer Phasenvarianz und in der Folge dessen bei der interferometrischen Verarbeitung zu einem Kohärenzverlust (Just und Bamler 1994; Geudtner 1995). Eine relative Verschiebung der koregistrierten Bilder von einer Auflösungszelle in Slant-Range führt zu einer kompletten Dekorrelation der Phaseninformation und somit zu einer Kohärenz von 0 (zur Kohärenz siehe genauer Kapitel 5.3.1). Umgekehrt verbessert sich die Kohärenz bei einer Standardabweichung von < 0.1 Auflösungszellen in Slant-Range (0.125 Pixel in Range) nicht mehr signifikant (Abbildung 18) (Just und Bamler 1994; Hanssen 2010). Eine Genauigkeit von $1/10$ der Slant-Range-Auflösung ($1/8$ Pixel in Range) oder besser gilt damit als erstrebenswert (Fletcher 2007). Insgesamt kann festgehalten werden, dass eine möglichst genaue Koregistrierung der jeweiligen Bildpaare im Subpixelbereich für eine erfolgreiche interferometrische SAR-Verarbeitung unerlässlich ist.

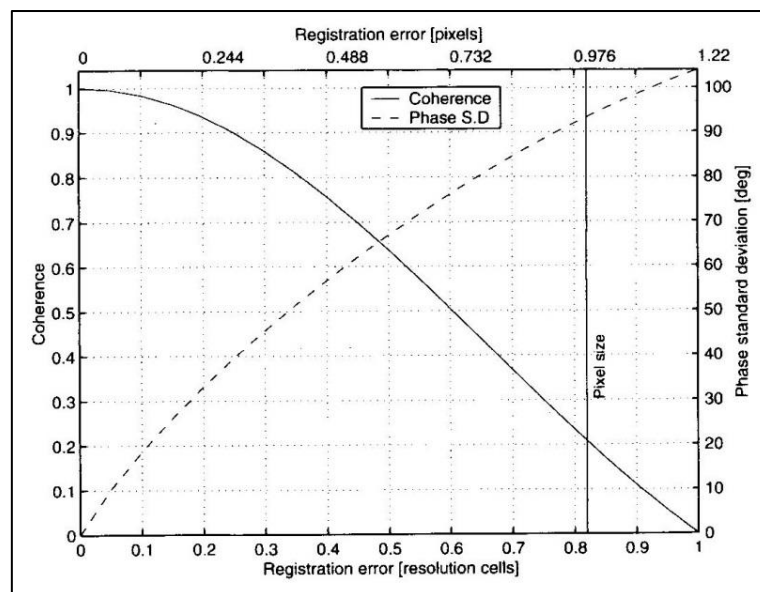


Abbildung 18: Auswirkungen der Genauigkeit der Koregistrierung als Bruchteil einer Auflösungszelle in Slant Range (untere X-Achse) und eines Pixels in Range (obere X-Achse) auf die Kohärenz (linke Y-Achse) und die Standardabweichung der Phaseninformation (rechte Y-Achse) (Hanssen 2010).

Die Koregistrierung kann in zwei Hauptschritte unterteilt werden: Die Grobregistrierung und die Feinregistrierung. Während bei der Grobregistrierung eine erste grobe Abschätzung der Offsets anhand der Orbitparameter und/oder eines initialen Intensitättrackings mit einem großen Suchfenster oder mittels händisch bestimmter Referenzpunkte geschieht, werden bei der Feinregistrierung die groben Offsets dazu genutzt, um eine verfeinerte automatisierte

Offsetbestimmung mittels Kreuzkorrelationsverfahren (Offset-Tracking, siehe Kapitel 2.4) im Subpixelbereich durchzuführen (Hanssen 2010). Die ermittelten Offsets werden dann dazu verwendet, um Transformationsgleichungen zu erstellen, mit deren Hilfe das oben genannte Resampling vorgenommen werden kann, bei welchem das Slave-Image in die Geometrie des nicht zu veränderten Master-Image überführt wird. Ferner dienen die im Rahmen der Koregistrierung durchgeführte Bestimmung der Offsets bzw. der Transformationsgleichungen als Grundlage für die Berechnung von Oberflächenbewegungen mittels eines der in Kapitel 2.4 erläuterten Offset-Tracking-Verfahren. Die Koregistrierung stellt dabei den Prozessierungsschritt dar, bei dem die globalen Offsets aufgrund der unterschiedlichen Orbitgeometrien der Sensoren ermittelt werden. Wie bereits in Kapitel 2.4 angesprochen wurde, müssen diese „Orbit-Offsets“ von den „Bewegungs-Offsets“ getrennt werden, um nur die Bewegungsinformation zu erhalten. Dieser Prozessierungsschritt wird in Kapitel 5.5 erläutert. Damit zeigt sich, dass auch für eine erfolgreiche Bestimmung von Oberflächenbewegungen eine möglichst genaue Koregistrierung anzustreben ist. Es sei noch einmal darauf hingewiesen, dass sowohl bei der Koregistrierung (also bei der Bestimmung der globalen „Orbit-Offsets“) als auch bei der Bestimmung der „Bewegungs-Offsets“ die in Kapitel 2.4 beschriebenen Offset-Tracking-Verfahren zum Einsatz kommen.

Insgesamt kann aufgrund des im Vorherigen Aufgezeigten festgehalten werden, dass die Koregistrierung einen der wichtigsten Prozessierungsschritte bei der Verarbeitung von SAR-Daten darstellt und damit entscheidend für die Qualität sämtlicher in der Folge zu generierender Produkte ist.

5.2.1 Grobregistrierung

Im Rahmen der Grobregistrierung wurde in einem ersten Schritt eine Datei zur Speicherung der Offset-Daten (Offset Parameter File) erstellt, in welches neben allgemeinen geometrischen Bildinformationen die später erstellten Transformationsgleichungen geschrieben werden konnten. Daraufhin wurde eine erste grobe Bestimmung des Offsets anhand der vorhandenen Orbitdaten vorgenommen. Hierbei führen präzisere Orbitdaten zu einer besseren initialen Koregistrierung. So können bei Nutzung genauer Orbitdaten (z.B. Delft-Orbits, siehe Kapitel 4.3) Genauigkeiten bei der ersten Offsetbestimmung zwischen 25 – 50 m erreicht werden (Hanssen 2010). Im Falle von besonders unpräzisen Orbitdaten kann es jedoch zu einer falschen Abschätzung des initialen Offsets kommen. Normalerweise böte sich in diesem Fall eine Grobregistrierung mittels händisch bestimmter Referenzpunkte an. Jedoch konnte diese Methode aufgrund der angestrebten Automatisierung der Prozessierung nicht angewendet werden. Aus diesem Grund wurde in dieser Arbeit für Daten aus dem Jahr 2011 auf die grobe Offsetabschätzung mittels Orbitdaten verzichtet und anstatt dessen gleich ein initiales Intensitätstracking durchgeführt. Bei den übrigen Daten wurden die anhand der Or-

bitparameter gewonnenen groben Offset-Informationen durch das initiale Intensitätstracking verbessert. Bei diesem im Rahmen der Grobregistrierung durchgeführten Schritt wird ein Subset des Slave-Image mit einer vorher festgelegten Größe über das Master-Image geschoben. Aus der Position der durch Kreuzkorrelation ermittelten besten Übereinstimmung der Intensitätswerte wird dann der grobe Offset bestimmt. Die bei der feinen Offsetbestimmung ermittelte Veränderung der Offsets in Range- und Azimutrichtung, also die lokalen Offsets für bestimmte Bildbereiche, werden hier nicht berücksichtigt. Das Signal-Rausch-Verhältnis (SNR), welches durch den relativen Vergleich des Intensitätswertes im Korrelationsmaximum mit einem für den Bildausschnitt gültigen Mittelwert der 2D-Kreuzkorrelationsfunktion ermittelt wird (Strozzi et al. 2002), gilt als Maß für das Konfidenzniveau der Offsetbestimmung. SNR-Werte, die > 6.0 sind, zeigen eine Koregistrierungsgenauigkeit von < 1 Pixel an. Bei einer manuellen Bearbeitung der Daten kann das zu verwendende Subset von dem Benutzer optimal in seiner Größe und Lage bestimmt werden, indem eine Fläche innerhalb des SAR-Bildes ausgewählt wird, welche einen besonders hohen Kontrast aufweist. In dieser Arbeit wurde aufgrund des angestrebten Automatisierungsgrades jedoch im ersten Berechnungsdurchlauf auf ein standardisiertes 2048×2048 Pixel großes Subset zurückgegriffen, welches in der Mitte des Bildes positioniert wurde. Bei Kreuzkorrelationswerten unterhalb des SNR-Thresholds von 7.0 wurden die zugehörigen Offsets verworfen. Um Mehrdeutigkeiten zu vermeiden, wurde die Grobregistrierung zunächst mit einem 5×1 – Multilooking vorgenommen (zum Multilooking siehe Kapitel 5.3.4) und dann erst in einem zweiten Durchlauf mit einem größeren Subset von 2048×8192 Pixeln und einer Single-Look-Auflösung. Das Ergebnis der Grobregistrierung hat bei ERS-Daten im Idealfall eine Genauigkeit von ca. 1 – 2 Pixeln und dient als Orientierungshilfe bei der Verteilung der Suchfenster im Rahmen der darauffolgenden Feinregistrierung (GAMMA Remote Sensing AG 2007).

5.2.2 Feinregistrierung

Ziel der sich an die Grobregistrierung anschließenden Feinregistrierung ist es, eine Koregistrierung zu erreichen, bei welcher die Genauigkeit der globalen Offsets in Azimut und Range im Subpixelbereich liegt. Dieses kann für gewöhnlich durch Anwendung des Intensitäts- oder des Kohärenztrackings sowie einer Kombination aus beiden Methoden geschehen. Wie bereits in Kapitel 2.4 ausführlicher dargelegt wurde, werden beim Intensitätstracking für ein großes Set an Suchfenstern mit einer bestimmten Größe nach den Maxima der Amplitudenwertkorrelation gesucht und anhand ihrer relativen Bildpositionen ein Feld von Offsets in Range- und Azimutrichtung berechnet. Durch das in dieser Arbeit verwendete Programm werden die Suchfenster automatisch gleichmäßig verteilt, so dass sie das gesamte Referenzbild abdecken. Beim Kohärenztracking hingegen werden die Offsets aus der Position der maximalen Kohärenzwerte ermittelt. Die Kohärenz (genauer Kapitel 5.3.1) wird deshalb als

Größe für die Koregistrierung herangezogen, weil sie ihr lokales Maximum immer dort erreicht, wo die korrespondierenden Pixel am genauesten übereinander liegen bzw. die komplexen Signale in den beiden Radarbildern am ähnlichsten sind. Für das Kohärenztracking werden kleine Suchfenster in den SLC's ausgewählt, anhand derer eine Reihe von kleinen Interferogrammen mit wechselndem Offset erstellt und die Kohärenz bestimmt wird. Bei beiden Verfahren wird das Konfidenzniveau jedes ermittelten Offsets durch den relativen Vergleich des maximalen Korrelationswerts mit dem Durchschnittswert der Korrelationsfunktion abgeschätzt. Der so ermittelte SNR-Wert dient dann als Ausschlusskriterium für nicht verlässliche Offsets.

Beide Verfahren stellen bestimmte Anforderungen an einen erfolgreichen Einsatz und bieten sowohl Vor- und Nachteile. Während das Intensitätstracking einen bestimmten Kontrast und mindestens das Vorhandensein ausreichend vieler stabiler Rückstreuer erfordert, jedoch nicht unbedingt Ansprüche an die Kohärenz stellt, ist es beim Kohärenztracking umgekehrt. Hier wird für eine ausreichende Anzahl an Bildpositionen eine hinlänglich hohe Kohärenz zwischen den beiden SLC's erwartet, jedoch funktioniert die Methode auch bei sehr geringem Kontrast, wie er z.B. auf Schneefeldern vorherrscht. Letzteres setzt allerdings voraus, dass zwischen den Aufnahmen keine größeren Veränderungen (z.B. Schneefälle, Schmelzprozesse, etc.) stattgefunden haben, welche zu einem Kohärenzverlust führen. Das Kohärenztracking bietet bessere Ergebnisse bei flacher Topographie oder einer mittleren Baseline, also wenn die vom Search-Window erfassten Fringes nur langsam variieren. Im Gegensatz zum Intensitätstracking werden beim Kohärenztracking verhältnismäßig kleine Suchfenster verwendet. Ferner muss insbesondere bei limitierten Hardware-Ressourcen und gleichzeitiger Verarbeitung größerer Datenmengen der für beide Verfahren benötigte Rechenaufwand in Betracht gezogen werden. Dieser ist im Falle des Kohärenztrackings aufgrund der stattfindenden Interferogrammberechnung um einiges größer als beim Intensitätstracking. Letzteres funktioniert auch bei längeren Baselines, weist jedoch aufgrund der größeren Suchfenster eine geringere Genauigkeit als das Kohärenztracking auf (bei gleichem Freiheitsgrad und SNR) (Fletcher 2007). Ist ausreichend Kohärenz vorhanden, ist das Speckle-Muster der beiden Bilder korreliert und das Intensitätstracking (Speckle-Tracking) kann mit kleinen Suchfenstern durchgeführt werden, was zu einer höheren Genauigkeit der Offsets führen kann (Gray et al. 1998).

Eine erfolgreiche Koregistrierung endet jedoch nicht alleine mit der Auswahl des geeigneten Tracking-Verfahrens, sondern hängt zudem entscheidend von den für das jeweilige Tracking verwendeten Parametern ab. Hierbei sind vor allem die Größe des Suchfensters, die Höhe des SNR-Thresholds, die Anzahl der Offset-Bestimmungen in Range und Azimut und der Oversampling-Faktor entscheidend. Die Parameter sind individuell so zu bestimmen, dass die Suchfenster über das gesamte Bild verteilt werden und dass die maximalen Korrelati-

onswerte bei der jeweiligen Offsetbestimmung so hoch sind, dass sie im Vergleich mit dem SNR-Threshold eine entsprechende Güte aufweisen. Entscheidend für eine erfolgreiche Koregistrierung ist letztendlich eine ausreichende Anzahl an gut über das Bild verteilten Offsets, bei einer möglichst hohen Genauigkeit (geringe Standardabweichung) im Subpixelbereich.

Für die vorliegende Arbeit wurden mehrere Tests mit beiden Tracking-Methoden und den verschiedensten Kombinationen der oben erwähnten Parameter durchgeführt, um die Koregistrierungsergebnisse zu optimieren. Zur Verbesserung und Beschleunigung der Koregistrierung wurden Wasserflächen mittels einer binären Land-Wasser-Maske vor den Berechnungen ausmaskiert. Zunächst wurde nur das Intensitätstracking durchgeführt, um daraufhin das Kohärenztracking sowie eine Kombination aus beiden Verfahren zu testen. Hierbei wurden die jeweilige Trackingmethode bzw. beide Trackingverfahren über eine Schleife mit jeweils fünf unterschiedlichen Parameterkombinationen hintereinander durchgeführt und das Ergebnis anhand der erzielten Standardabweichung und der Anzahl der akzeptierten Offsets evaluiert. Besonders kleine Search-Window-Größen zwischen 1×1 und 2×2 Pixel, eine Anzahl von Offsetabschätzungen zwischen 256 und 4096 sowie Oversampling-Faktoren zwischen 2 und 4 bei einem sehr geringen SNR-Threshold von nur 2.3 lieferten im Falle des Kohärenztrackings generell die besten Ergebnisse. Zwar konnten mittels des Kohärenztrackings vor allem bei den Tandem-Bildpaaren durchaus brauchbare Genauigkeitswerte bei den Offsets erzielt werden, jedoch blieb die Anzahl der akzeptierten Offsets trotz sehr geringem SNR-Threshold weit hinter denen des Intensitättrackings zurück. Für die übrigen Daten mit größeren Temporal Baselines lieferte das Kohärenztracking sowohl in Bezug auf die Standardabweichung als auch in Bezug auf die akzeptierte Menge in der Regel zu schlechte Offset-Abschätzungen. Im Falle der Tandemdaten zeigte sich zudem, dass die wenigen akzeptierten, guten Offsetbestimmungen offensichtlich nicht immer gleichmäßig über das Bild verteilt waren, sondern sich auf bestimmte Bereiche im Bild konzentrierten. In diesen Fällen konnte eine subpixelgenaue Koregistrierung nicht für alle Bildbereiche erreicht werden, so dass es dort zu einer vollkommenen Dekorrelation der Phaseninformation kam.

Abbildung 19 zeigt zwei Kohärenzbilder (vor Filterung, siehe Kapitel 5.3.7) für das Testgebiet über dem Larsen-C-Eisschelf, welche beide aus dem identischen Tandem-Bildpaar (13.11.1995 und 14.11.1995) generiert wurden. Bild (A) repräsentiert die erzielte Kohärenz zwischen den beiden SLC's nach der Koregistrierung mit der anhand der Standardabweichung und der akzeptierten Fensteranzahl ausgewählten besten Parametereinstellung für das Kohärenztracking. Es ist ein klar geometrisch abgegrenzter Streifen mit Kohärenz in der Mitte des Bildes zu erkennen. Dies deutet darauf hin, dass nicht ausreichend viele und verteilte Offsetabschätzungen akzeptiert wurden, um außer der Bildmitte auch für die anderen Bildbereiche eine subpixelgenaue Koregistrierung zu erzielen. Vergleichbare Ergebnisse ergaben sich auch bei der gleichzeitigen Anwendung beider Tracking-Verfahren, bei welcher

eine Kombination aus der besten Range- und der besten Azimut-Offset-Bestimmung aus beiden Trackingmethoden zur Bestimmung der Transformationsgleichung zulässig war (z.B. Offset in Azimut aus Intensitätstracking mit Parametereinstellung 2 und Offset in Range aus Kohärenztracking mit Parametereinstellung 4). Zum Vergleich zeigt das rechte Bild (B) das Ergebnis nach alleiniger Verwendung der besten Offsetbestimmung mittels des Intensitätstrackings. Es wurden mehr Suchfenster akzeptiert und diese sind besser über das Bild verteilt. In der Folge ist der Einfluss der Koregistrierungsmethode auf die erzielte Kohärenz hier nicht mehr zu erkennen, sondern es sind andere Faktoren (Radarschatten und zeitliche Dekorrelation) entscheidend.

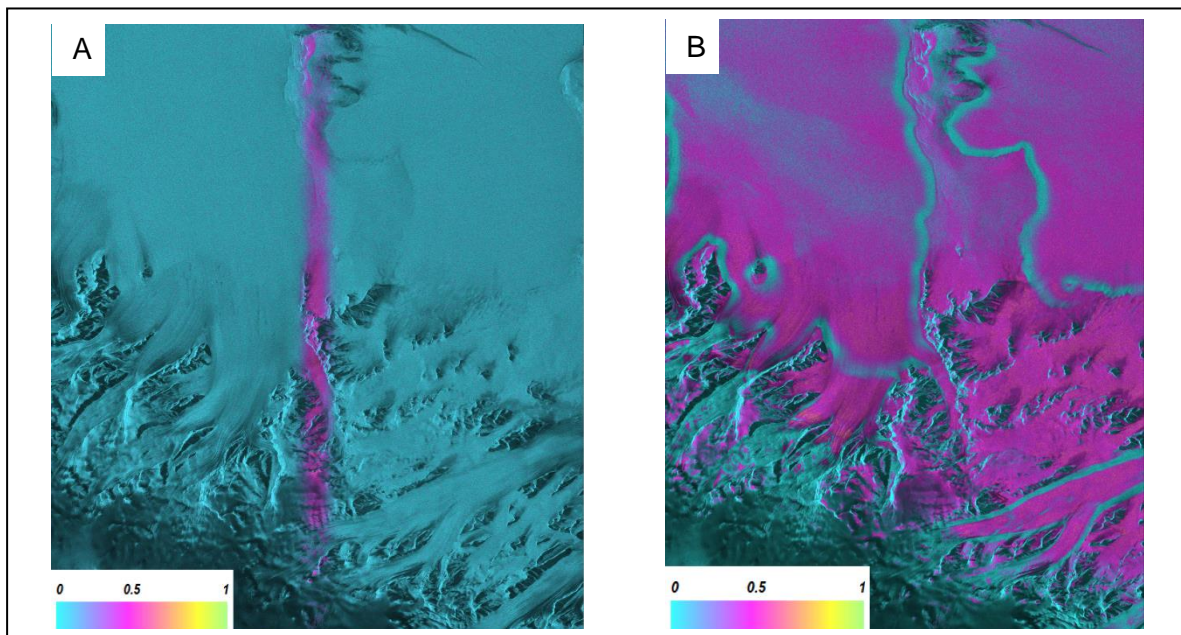


Abbildung 19: Abhängigkeit der Kohärenz vom verwendeten Koregistrierungsverfahren: Kohärenztracking (links) und Intensitätstracking (rechts). Beide Bilder zeigen einen Ausschnitt des Larsen C-Eisschelfs in Radargeometrie und die zugehörige Kohärenz (0 – 1) vor Filterung (Kapitel 5.3.7) mit der Rückstreuintensität (5 x 1 Multilooking) im Hintergrund. Die Kohärenzbilder wurden jeweils mit dem identischen Tandem-Bildpaar (13.11.1995 und 14.11.1995) erstellt.

Insgesamt hat sich das bereits in Kapitel 2.4 bezüglich der Anwendbarkeit des Kohärenztrackings auf der Antarktischen Halbinsel Erwähnte auch in den hier durchgeführten Untersuchungen bestätigt. Die in diesem Raum vorzufindenden Gegebenheiten, wie Gletscherfluss, Schmelzprozesse, Schneefallereignisse (führt zu zeitlicher Dekorrelation) und Topographie (verursacht Radarschatten), in Kombination mit den teils langen Temporal Baselines der ERS-Szenen stellen für das Kohärenztracking insgesamt schlechte Voraussetzungen dar. Selbst im Fall von Tandemdaten konnte eine Koregistrierung mittels Kohärenztracking nicht mit der erforderlichen Genauigkeit durchgeführt werden. Ferner rechtfertigten die schlechten Koregistrierungsergebnisse den für das Kohärenztracking notwendigen wesentlich höheren Rechenaufwand nicht. Aus diesen Gründen wurde in dieser Arbeit für die globale Offsetbestimmung ausschließlich auf das Intensitätstracking zurückgegriffen. Hierbei haben sich verhältnismäßig große Suchfenster zwischen 512 x 2048 und 1024 x 1024 Pixel bewährt, da

hierdurch die Wahrscheinlichkeit gesteigert wurde, genügend ähnliche Rückstreumuster zu erfassen. Pro Bildpaar wurden zwischen 300 und 2400 Offsetschätzungen durchgeführt. Ein SNR-Threshold von 7.0 lieferte das beste Verhältnis zwischen der Anzahl der akzeptierten Offsets und der erzielten Standardabweichung. Ferner wurde ein Oversamplingfaktor von 2 benutzt, um ein Aliasing zu verhindern, welches ohne das Oversampling aufgrund der doppelten Bandbreite des Kreuzkorrelations-Produkts entstehen würde (Hanssen 2010). Nachdem das Intensitätstracking mit 5 verschiedenen Parametereinstellungen in Bezug auf Fenstergröße und Anzahl der Offsetschätzungen durchgeführt wurde, wurden die Ergebnisse anhand der erzielten Standardabweichung evaluiert und die jeweils besten Offsets in Range und Azimut zur Erstellung der globalen Transformationsgleichung ausgewählt.

Für das künftige Vorhaben einer Reprozessierung der gesamten Antarktischen Halbinsel muss sich überlegt werden, wie bei der Koregistrierung am besten vorgegangen werden soll. Da die Koregistrierung mittels Intensitätstracking mindestens das Vorhandensein von markanten, stabilen Rückstreuern in beiden Bildern voraussetzt, kann sie in den Küstenbereichen der Antarktischen Halbinsel relativ erfolgreich angewendet werden. Hier sind genügend dominante Strukturen wie z.B. Felsen und Gletscherspalten vorhanden. In den zentraleren Bereichen der Antarktischen Halbinsel dominieren hingegen überwiegend weiße Flächen, die sich kaum unterscheiden. Generell würden sich solche Gebiete für die Anwendung des Kohärenztrackings eignen, da hier ein hoher Kontrast keine Bedingung für die erfolgreiche Koregistrierung ist. Jedoch ist fraglich, ob aufgrund der vorherrschenden klimatischen Bedingungen immer eine ausreichend hohe Kohärenz zu verzeichnen ist. So kann ein einziges Schneefallereignis innerhalb des Zeitraums zwischen den verwendeten Aufnahmen genügen, um einen Kohärenzverlust herbeizuführen und damit die Anwendung des Kohärenztrackings unmöglich zu machen. Eine Möglichkeit, der Koregistrierungsproblematik zu begegnen, könnte darin bestehen, anstelle von einzelnen Frames lange Aufnahmestreifen für die Prozessierung zu verwenden, die sich quer über die Halbinsel erstrecken und sowohl die gegenüberliegenden Küstenbereiche als auch den dazwischen liegenden inneren Teil abdecken. Es wäre auszuprobieren, ob die vorhandenen Rückstreuer in den Küstenbereichen ausreichen, um eine erfolgreiche Koregistrierung des gesamten Streifens mittels Intensitätstrackings durchzuführen.

5.2.3 Ergebnis der Koregistrierung

Abbildung 20 zeigt die bei der Koregistrierung erreichte Standardabweichung in Range (Pixel) in Abhängigkeit von der Temporal Baseline, dem Aufnahmegebiet und der Missionsphase. Die im besten Fall nicht zu überschreitende Koregistrierungsgenauigkeit in Range von 0.125 Pixeln ist durch die gepunktete horizontale Linie markiert.

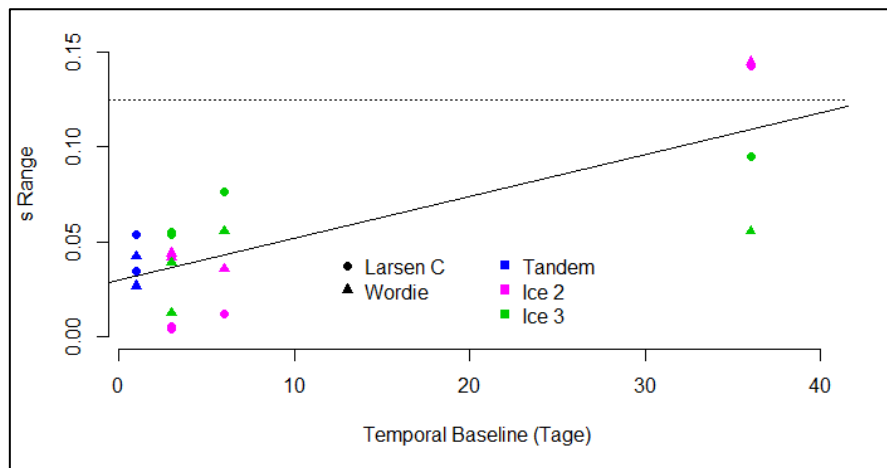


Abbildung 20: Koregistrierungsgenauigkeit (Standardabweichung in Range pro Pixel) in Abhängigkeit von der Temporal Baseline

Generell kann festgestellt werden, dass die Koregistrierung insgesamt mit einer zufriedenstellenden Genauigkeit vollzogen werden konnte. Für die überwiegende Mehrheit der Bildpaare wurde eine Standardabweichung von weniger als 0.125 Pixeln in Range erzielt. Auch wurde in der Regel eine ausreichende Anzahl an akzeptierten Offsets bestimmt (nicht im Plot gezeigt). Hiermit ist auf den gesamten Datensatz bezogen der Einfluss der Koregistrierung auf die Kohärenz als insgesamt gering einzuschätzen. Lediglich zwei Bildpaare wiesen ein leicht schlechteres Koregistrierungsergebnis in Range auf als das im Optimalfall mindestens zu erreichende. Hierbei handelte es sich um zwei Datenpaare aus der zweiten Eisphase (1994) mit einer langen Temporal Baseline von 36 Tagen. Bei diesen Daten betrug auch die bestmöglich erzielbare Standardabweichung in Azimut teilweise mehr als 1.4 Pixel. Die beiden aus der dritten Eisphase (2011) stammenden Bildpaare mit 36-Tage-Baseline konnten zwar mit einer im Vergleich zu den Daten mit kürzerer Temporal Baseline geringeren, aber insgesamt immer noch akzeptablen Genauigkeit in Range koregistriert werden. Das bereits in Kapitel 4.2 erwähnte Bildpaar aus der dritten Eisphase, welches dem Larsen-Testgebiet zugehörig ist und einen starken Versatz in Azimut von ca. 4200 Pixeln aufweist, zeigte insgesamt schlechtere Werte bei der Koregistrierung als die aus der gleichen Missionsphase stammenden Bildpaare für das Wordie-Eisschelf mit deutlich geringerem Azimut-Offset. Während hier die Standardabweichung in Range zwar lediglich 0.05 betrug, war die Koregistrierungsgenauigkeit in Azimut mit 0.6 Pixeln sowie die Anzahl der akzeptierten Offsets deutlich geringer als bei vergleichbaren Bildpaaren. Ein genereller Zusammenhang zwischen Missionsphase und Koregistrierungsergebnis ist -auf alle Daten bezogen- jedoch nicht zu beobachten. Auch wenn die Genauigkeit der Koregistrierung insgesamt zufriedenstellend war, lässt sich auf Grundlage des Plots eine positive Abhängigkeit zwischen σ_{Range} und der Temporal Baseline erkennen. Diese kann sich aus stattgefundenen Oberflächenveränderungen ergeben, welche sich in Amplitudenunterschieden bzw. Unterschieden im Speckle-Muster zwischen den beiden Bildern niederschlagen. Der Erfolg der Koregistrierung ist dann

vom Vorhandensein ausreichend stabiler Features abhängig. Eine weitere Ursache für Korrelationsfehler bei der Koregistrierung kann sich bei längeren Perpendicular Baselines ergeben. Verursacht werden diese Korrelationsfehler in Range durch die mit zunehmender Perpendicular Baseline verbundene Vergrößerung der Blickwinkeldifferenz, welche voneinander leicht abweichende Speckle-Muster in beiden Bildern hervorruft (Geudtner 1995). Abbildung 21 zeigt auch für die in dieser Arbeit verwendeten Daten eine deutliche Abhängigkeit der Koregistrierungsgenauigkeit von der Länge der Perpendicular Baseline. Allerdings ist bei der Interpretation dieses Plots und des Plots in Abbildung 20 Vorsicht geboten. Wie aus Abbildung 21 auch ersichtlich wird, besteht bei den verwendeten Daten zusätzlich eine gewisse positive Abhängigkeit zwischen dem Zeitabstand der Aufnahmen und $|B_n|$, welche die beiden dargestellten Einflüsse auf die Koregistrierungsgenauigkeit überlagert. Es ist also letztendlich nicht eindeutig zu erfassen, wie entscheidend in den hier vorgestellten Fällen jeweils die Länge der Baseline oder der Zeitabstand zwischen den Aufnahmen für das Koregistrierungsergebnis war.

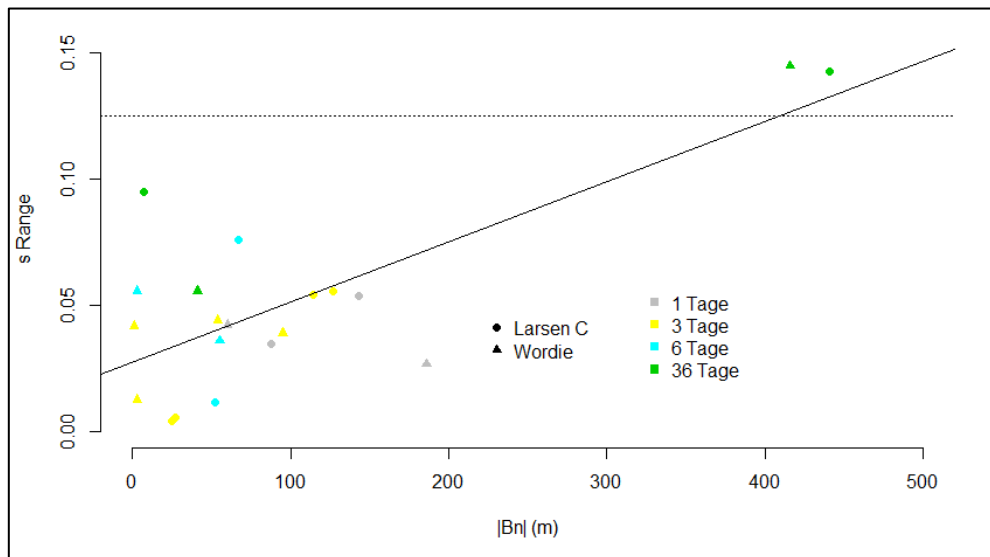


Abbildung 21: Koregistrierungsgenauigkeit (Standardabweichung in Range pro Pixel) in Abhängigkeit von der Länge der Perpendicular Baseline (ermittelt, wie in Kapitel 5.3.5 beschrieben)

5.2.4 Erstellung der Transformationsgleichung

Die bei der Koregistrierung ermittelten globalen Offsets wurden, wie oben bereits kurz beschrieben, herangezogen, um in einem weiteren Arbeitsschritt die Koeffizienten der Transformationsgleichungen zu bestimmen. Diese dienen dazu, um vor ihrer interferometrischen Verarbeitung das Resampling des Slave-Image in die Geometrie des Master-Image durchzuführen. Um auch die Bewegung von Gletschern in das Resampling einzubeziehen und damit die Koregistrierung vor der Interferogrammerstellung zu optimieren, gibt es die Möglichkeit der zusätzlichen Berücksichtigung von nichtlinearen Offset-Residuen. Das diesbezügliche Vorgehen wird in Kapitel 5.3.3 erläutert. Generell werden durch die Transformationsglei-

chungen aber zunächst die globalen Anteile für Translation, Skalierung, Rotation und Scherung erfasst. Bei den im Rahmen dieser Arbeit erstellten Transformationsgleichungen handelt es sich um bilineare Polynome, wobei die Koeffizienten A_i und B_i durch Anwendung einer least-squares-Regression auf die ermittelten Orbit-Offsetwerte (Range- und Azimut-Koordinaten des Master-Image) errechnet wurden (Fletcher 2007; Moll 2008; GAMMA Remote Sensing AG 2011b):

$$Offset_{Range} = A_0 + A_1 * Range + A_2 * Azimut + A_3 * Range * Azimut \quad (19)$$

$$Offset_{Azimut} = B_0 + B_1 * Range + B_2 * Azimut + B_3 * Range * Azimut \quad (20)$$

Die Koregistrierung sollte eigentlich auch die lokal vorherrschende Topographie berücksichtigen. Die hier dargestellten Polynome erfassen jedoch lediglich eine Verschiebung beider Bilder unter der Annahme, dass die jeweiligen Bildpunkte auf einem Ellipsoiden gelegen sind. Generell können Transformationspolynome bis zur 5. Ordnung erstellt werden (Hanssen 2010). Der Einfluss der Topographie auf die Güte der Bildanpassung in Abhängigkeit von der Perpendicular Baseline ergibt sich aus Gl. (21). Hierbei wird die Geländehöhe Δz bestimmt, welche eine Verschiebung in Slant Range um Δr verursachen würde (Geudtner 1995):

$$\Delta z = \frac{R_1 \sin \theta}{B_n} \cdot \Delta r \quad (21)$$

Fletcher (2007) hält den Einfluss der Topographie auf die Koregistrierung jedoch insgesamt für weitgehend vernachlässigbar. So resultiert im Falle der ERS-Satelliten gemäß Gl. (21) bei einer Perpendicular Baseline von 100 m ein Höhenunterschied von 2500 m lediglich in einer Bildverschiebung, die ungefähr 1/10 der Auflösung in Slant Range entspricht. Auch Hanssen (2010) befindet bilineare Modelle, wie sie durch die obigen Transformationsgleichungen verkörpert werden, in den meisten Fällen für ausreichend.

5.3 Erstellung von Kohärenzkarten und Interferogrammen

Aufbauend auf eine erfolgreiche Koregistrierung der jeweiligen Master- und Slave-Szenen konnte anschließend die Erstellung von Kohärenzkarten und Interferogrammen erfolgen. Hierbei stellen Kohärenzkarten in gewissem Sinne ein Nebenprodukt der eigentlichen Interferogrammberechnung dar. Aus diesem Grund werden die zur Prozessierung beider Produkte notwendigen Verarbeitungsschritte in diesem Kapitel zusammengefasst. Abbildung 22 zeigt eine Übersicht über die durchzuführenden Prozessierungsschritte. Bevor hierauf im Einzelnen ausführlich eingegangen wird, soll zunächst der im Vorherigen bereits des Öfteren angesprochene Begriff der „Kohärenz“ genauer erläutert und mögliche Bestimmungsgrößen für die Höhe der Kohärenz bzw. für eine Dekorrelation aufgezeigt werden.

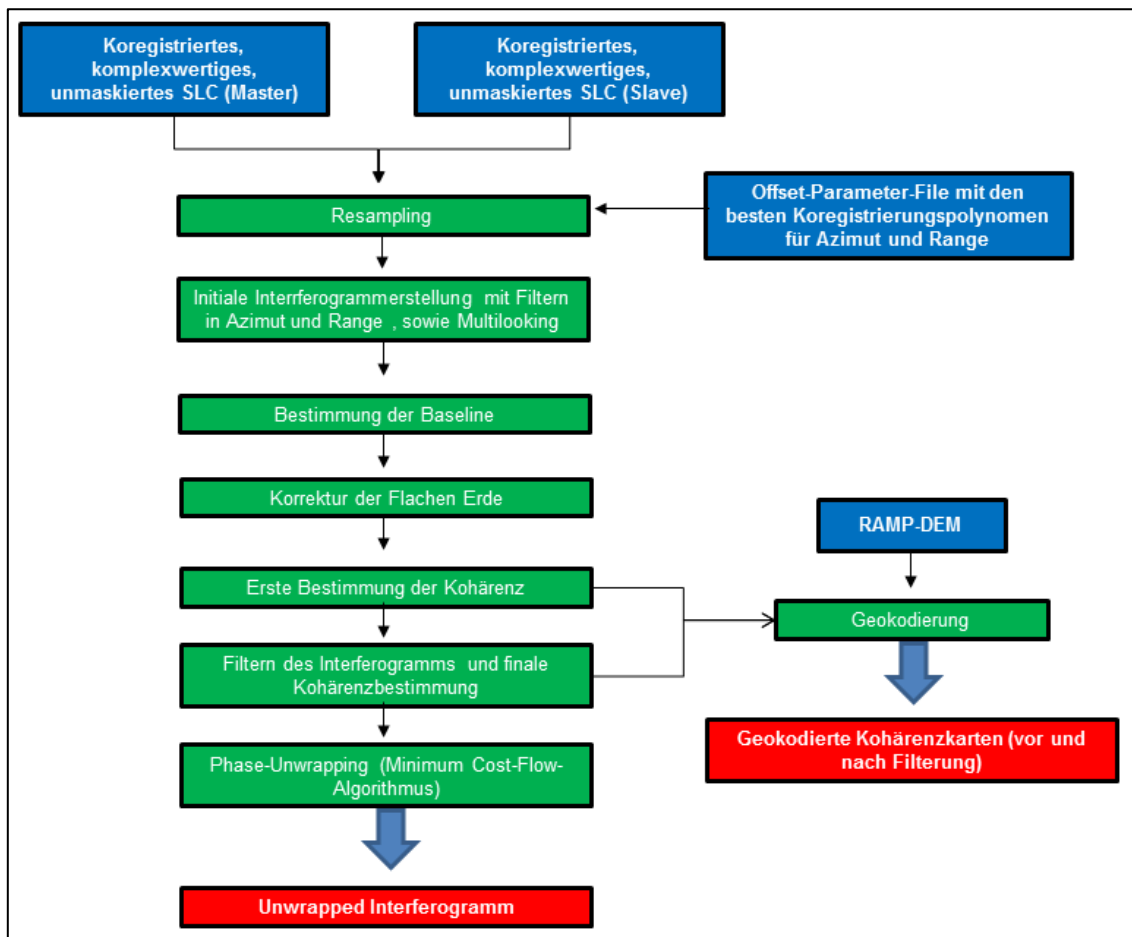


Abbildung 22: Übersicht (Workflow) über die durchgeführten Prozessierungsschritte bei der Erstellung der Interferogramme und der Kohärenzkarten

5.3.1 Kohärenz als interferometrisches Qualitätsmaß

Die Kohärenz kann allgemein als das Standardmaß für die statistische Ähnlichkeit der Rückstreumechanismen zwischen zwei SAR-Aufnahmen für gleiche Aufnahmebereiche in Größenordnung der Wellenlänge betrachtet werden (Moll 2008). Eine ausreichend hohe Kohärenz ist für die interferometrische SAR-Verarbeitung unerlässlich. Allgemein gelten zwei Wellen als kohärent, wenn die zwischen ihnen vorliegenden Phasendifferenzen zeitlich konstant sind, also eine feste Phasenbeziehung zwischen beiden Signalen besteht. Die Kohärenz ist damit eine vergleichende Größe, welche die Ähnlichkeit zweier Signale bzw. den Grad ihrer Korrelation angibt. Die komplexe Kohärenz Γ_{12} zwischen zwei Wellen E_1 und E_2 ist damit definiert durch die komplexe Kreuzkorrelation der beiden Signale:

$$\Gamma_{12} = \langle E_1 E_2^* \rangle \quad (22)$$

Die Klammern $\langle \dots \rangle$ in Gleichung (22) stehen für den Ensemblemittelwert, welcher angibt, dass die Werte über verschiedene gleichzeitige Realisierungen der identischen Messung (die Messung wird also viele Male unter identischen Bedingungen durchgeführt) gemittelt

wurden. Durch Normalisierung ergibt sich eine von den absoluten Amplitudenwerten der Wellen unabhängige Form von Γ_{12} , nämlich der komplexe Korrelationskoeffizient γ_{12} :

$$\gamma_{12} = \frac{\langle E_1 E_2^* \rangle}{\sqrt{\langle |E_1|^2 \rangle \langle |E_2|^2 \rangle}} \quad (23)$$

Da die in der Fernerkundung durchgeführten Messungen für das gleiche Objekt in der Regel nicht mehrmals zeitgleich unter identischen Bedingungen wiederholt werden können, so wie es die Bildung eines Ensemblemittelwerts erfordert, wird der Ensemblemittelwert nur annähernd ermittelt, indem ein Mittelwert über mehrere Messungen gebildet wird, welche zeitlich oder, unter der Annahme von Ergodizität, räumlich sehr nahe beieinander liegen. Somit ergibt sich für den komplexen Korrelationskoeffizienten (im Folgenden nur noch als γ bezeichnet), welcher anhand einer bestimmten Anzahl von Messungen N entweder innerhalb eines bestimmten Zeitraums oder einer räumlichen Einheit (z.B. eine definierte Anzahl von Pixeln) ermittelt wird:

$$\gamma = \frac{\sum_N E_1 E_2^*}{\sqrt{\sum_N |E_1|^2 \sum_N |E_2|^2}} \quad (24)$$

Aufgrund der Normalisierung wird erreicht, dass der Wertebereich für den Betrag $|\gamma|$ von 0 (inkohärent) bis 1 (vollkommen kohärent) reicht. Der auch als „Kohärenzgrad“ oder einfach nur kurz als „Kohärenz“ bezeichnete Betrag des komplexen Korrelationskoeffizienten $|\gamma|$ beträgt dabei nur dann 1, wenn $E_1 = E_2$ gilt, also beide Signale vollkommen korreliert sind.

Im Falle der für die interferometrische Verarbeitung von SAR-Signalen wichtigen „interferometrischen Kohärenz“ wird die Kohärenz durch Gl. (25) definiert, wobei p_1 und p_2 komplexe Pixelwerte der beiden SLC`s darstellen, welche sich innerhalb eines bestimmten Fensters mit einer Anzahl von N Pixeln befinden (Woodhouse 2006). Der komplexe Korrelationskoeffizient wird somit für jeden Bereich der SAR-Bilder für eine Auswahl von Pixeln (ein Fenster mit einer definierten Größe) bestimmt. Die Kohärenz bezieht sich also in diesem Fall nicht mehr wie oben auf einzelne Wellen, sondern auf das Interferenzmuster der komplexen Pixelwerte über N Pixel (Pelikka und Rees 2010):

$$\gamma = \frac{\sum_N p_1 p_2^*}{\sqrt{\sum_N |p_1|^2 \sum_N |p_2|^2}} \quad (25)$$

Gl. (25) ist allerdings nicht gültig, wenn eine topographieabhängige Phaseninformation in der interferometrischen Phasendifferenz enthalten ist, was jedoch in der Regel der Fall ist. Da die Topographie einen negativen Einfluss auf die Kohärenz hat (geometrische Dekorrelation, siehe Kapitel 5.3.25.3.2 b), muss bei ihrer Berechnung ein entsprechender Korrekturfaktor $e^{-j\varphi}$ berücksichtigt werden, der diesem Umstand Rechnung trägt (Gl.(26). Dieser Korrektur

turfaktor kann im besten Fall eine Phaseninformation sein, welche keine topographische Information mehr enthält, wie z.B. ein differentiell Interferogramm, bei dem durch Anwendung der differentiellen 2-Pass-Interferometrie die simulierte topographische Phase eines externen DEM abgezogen wurde (siehe Kapitel 2.3) oder alternativ die Phaseninformation eines um den Einfluss der Flachen Erde bereinigten Interferogramms (Dammert 1996; Lee und Liu 2001; GAMMA Remote Sensing AG 2007).

$$\gamma = \frac{\sum_N p_1 p_2^* e^{-j\phi}}{\sqrt{\sum_N |p_1|^2 \sum_N |p_2|^2}} \quad (26)$$

Falls das Muster an komplexen Werten innerhalb des Fensters zwischen beiden Radarbildern komplett korreliert ist, so hat $|\gamma|$ den Wert 1. Sind die Muster hingegen unkorreliert, dann sind sie inkohärent und $|\gamma|$ beträgt 0 (Woodhouse 2006). Insgesamt kann $|\gamma|$ als Qualitätsmaß für die pro Pixel gemessene interferometrische Phasendifferenz gesehen werden, welches gleichzeitig indirekte Rückschlüsse auf die Eigenschaften des Rückstreuers zulässt (Bamler und Hartl 1998; Pellikka und Rees 2010). So wird z.B. bei einer Phasendifferenz, welche aus zwei verrauschten Pixeln ermittelt wird (z.B. wenn sich diese Pixel in Bereichen von Radarschatten befinden), eine Kohärenz von 0 erreicht, da diese Phasendifferenz keine verwertbare geometrische Information enthält, sondern lediglich auf zwei zufälligen Signalen basiert. Eine Phasendifferenz, bei welcher hingegen eine Kohärenz von 1 erzielt wird, enthält ausschließlich nützliche Informationen. In der Realität wird dieser Wert jedoch nie erreicht. Er liegt daher in den meisten Fällen bei $0 < |\gamma| < 1$ (Woodhouse 2006). Es kann generell festgehalten werden, dass Pixel mit schwachen und instabilen Rückstreusignalen weniger aussagekräftige Phaseninformationen enthalten als solche, die starke und stabile Rückstreuer abdecken (Fletcher 2007). Dennoch gibt es eine Vielzahl von Einflussfaktoren, welche die Kohärenz reduzieren können bzw. die dazu führen, dass das interferometrische Signal de-korreliert ist. Diese sollen in dem nachfolgenden Kapitel vorgestellt werden. Während der Einfluss einiger Dekorrelationsfaktoren durch Filter oder gesonderte Berücksichtigung bei der Kohärenzberechnung ausgeschlossen oder abgeschwächt werden kann, bleibt insbesondere die bereits in Bezug auf die Antarktische Halbinsel des Öfteren erwähnte zeitliche Dekorrelation erhalten.

5.3.2 Quellen von Dekorrelation

Die Gründe für eine mögliche Dekorrelation der Phaseninformation bei der interferometrischen Verarbeitung von SAR-Signalen bzw. die Ursache für nicht korrelierte Phasendifferenzen $\Delta\phi_{\text{Rauschen}}$ (10) sind vielfältig und multiplikativ (Zebker und Villasenor 1992; Hanssen 2010):

$$\gamma = \gamma_{\text{thermisch}} \cdot \gamma_{\text{geometrisch}} \cdot \gamma_{\text{volumetrisch}} \cdot \gamma_{\text{Dopplerzentroid}} \cdot \gamma_{\text{zeitlich}} \quad (27)$$

Die Auswirkungen einer nicht mit ausreichender Genauigkeit erfolgten subpixelgenauen Koregistrierung auf die Kohärenz wurden bereits in Kapitel 5.2 ausführlich erläutert. Geht man davon aus, dass die Koregistrierung mit der erforderlichen Genauigkeit durchgeführt wurde, verbleiben als Quelle für einen Verlust an Kohärenz die in Gl. (27) aufgezeigten Faktoren.

5.3.2 a *Thermische Dekorrelation*

Die erste Ursache für Dekorrelation betrifft das thermische Systemrauschen, welches als zufälliges Signal in jeder Radarmessung enthalten ist. Dieses Rauschen ist zwischen verschiedenen Aufnahmen nicht korreliert, da es nicht von dem jeweiligen Ziel an der Erdoberfläche, sondern von dem Aufnahmesystem selbst hervorgerufen wird. Sein Einfluss auf die interferometrische Kohärenz ist abhängig von der Stärke des jeweiligen Radarechos und proportional zum SNR des Radarsystems, welches für beide ERS-Sensoren annähernd gleich ist (Zebker und Villasenor 1992; Woodhouse 2006; Hanssen 2010; Pellikka und Rees 2010):

$$\gamma_{\text{thermisch}} = \frac{1}{\sqrt{1 + \text{SNR}^{-1}}} \quad (28)$$

Signalrauschen wird nur dann einen beachtenswerten Einfluss auf die interferometrische Korrelation haben, wenn die empfangene Signalstärke gering ist. So ist, wie oben bereits erwähnt, die Kohärenz in Bereichen mit Radarschatten gleich 0 und das thermische Systemrauschen dominiert. Es können in diesem Fall zwar immer noch Phasendifferenzen gemessen werden, jedoch beinhalten diese keinerlei verwertbare Information. Auch im Falle von glatten Oberflächen mit (annähernd) gerichteter Reflexion, wie z.B. ruhige Wasserflächen, asphaltierte Straßen und manchen Eisflächen, kommt es zu so einem schwachen Rückstreusignal, dass das Systemrauschen das Signal dominiert und die Kohärenz sehr gering ist (Woodhouse 2006). Wie noch gezeigt wird, gibt es jedoch die Möglichkeit, durch ein geeignetes Filterverfahren (Kapitel 5.3.8) oder das sog. Multilooking (Kapitel 5.3.4) das Systemrauschen und seine negativen Auswirkungen auf die Kohärenz zu reduzieren.

5.3.2 b *Geometrische Dekorrelation*

Bereits in Kapitel 2.2 wurde auf die Bedeutung der Perpendicular Baseline für die Kohärenz eingegangen. Die geometrische Dekorrelation ist das Ergebnis der unterschiedlichen Blickwinkel zwischen den zwei Aufnahmepositionen der Radarsensoren. Hieraus resultiert eine Wellenzahlverschiebung in Range, welche wiederum dazu führt, dass sich die von den zwei Sensoren aufgenommenen Rückstreumuster unterscheiden. Anders ausgedrückt führen die

leicht unterschiedlichen Blickwinkel der Radarsensoren zu einer unterschiedlichen Umwandlung des Objektspektrums am Boden in verschiedene Frequenzspektren in der Aufnahme. Überlappen sich die Frequenzspektren beider Radaraufnahmen nicht vollkommen, kommt es zu einem Verlust der Kohärenz. Zwischen der Länge der Baseline und der Dekorrelation besteht ein linearer Zusammenhang. Zusätzlich führt die Topographie zu einer Veränderung des Einfallwinkels der Radarstrahlung und damit zu einer Verschiebung der Frequenzspektren. Somit bildet der Faktor „Topographie“ zusammen mit dem Faktor „Baseline“ die Ursachen für eine geometrische Dekorrelation. Wie bereits in Kapitel 2.2 erläutert, kommt es ab einer bestimmten Länge der Baseline zu einer Frequenzverschiebung, welche die Bandbreite des Aufnahmesystems übersteigt, und in Folge dessen zu einem vollkommenen Verlust der Kohärenz. Die Länge dieser sog. Critical Baseline B_{n_crit} ist unter anderem abhängig von der Wellenlänge (eine größere Wellenlänge vergrößert den Wert der Critical Baseline), der Bandbreite des Aufnahmesystems in Range B_R (eine größere Bandbreite erhöht den Wert der Critical Baseline) und der Topographie (Hangneigung ζ) (Woodhouse 2006; Moll 2008; Pellikka und Rees 2010; Hanssen 2010):

$$B_{n_crit} = \lambda \left(\frac{B_R}{c} \right) R_1 \tan(\theta - \zeta) \quad (29)$$

Die geometrische Dekorrelation kann dann definiert werden durch

$$\gamma_{geometrisch} = \begin{cases} \frac{B_{n_crit} - B_n}{B_{n_crit}}, & |B_n| \leq B_{n_crit} \\ 0, & |B_n| > B_{n_crit} \end{cases} \quad (30)$$

und ist für ERS-1 und ERS-2 in Abbildung 23 für drei unterschiedliche Hangneigungen dargestellt. Hierbei beträgt die Critical Baseline für eine ebene Oberfläche ca. 1.1 km.

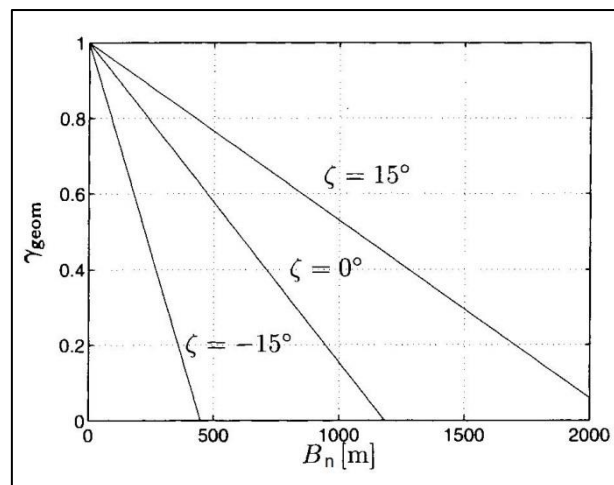


Abbildung 23: Geometrische Dekorrelation in Abhängigkeit von der Perpendicular Baseline und der Topographie (Hangneigung) (Hanssen 2010)

Wie auch im Fall von $\gamma_{thermisch}$ besteht zumindest für den durch die Baseline hervorgerufenen Anteil der geometrischen Dekorrelation die Möglichkeit zur Anwendung eines geeigneten Filterverfahrens (Kapitel 5.3.4), um seinen Einfluss auf die Kohärenz zu verringern. Der topographische Anteil der geometrischen Dekorrelation wird, wie bereits in Kapitel 5.3.1 geschildert, bei der Kohärenzberechnung durch einen entsprechenden Korrekturfaktor berücksichtigt.

5.3.2 c **Dopplerzentroid-Dekorrelation**

Eine weitere mögliche Ursache für einen Kohärenzverlust ergibt sich aus dem Unterschied der Dopplerzentroidfrequenzen zwischen den beiden Aufnahmen Δf_{DC} . Dieser kann entweder durch die abweichenden Verkipfungswinkel (engl. *squint angle*) der SAR-Antennen oder eine Konvergenz der Orbits hervorgerufen werden. Die abweichenden Aufnahmegeometrien führen, wie auch im Fall der geometrischen Dekorrelation, zu einer unterschiedlichen Abbildung des Objektspektrums am Boden in verschiedene Frequenzspektren in der Aufnahme. Im Gegensatz zur geometrischen Dekorrelation kommt es hier aber zu einer relativen Frequenzbandverschiebung in Azimut-Richtung. Die Dopplerzentroid-Dekorrelation $\gamma_{Dopplerzentroid}$ ist somit das Azimut-Äquivalent zur im Vorherigen erläuterten geometrischen Dekorrelation. Der Kohärenzverlust steigt bei größerem Unterschied der Dopplerzentroidfrequenzen linear. Übersteigt der Unterschied der Dopplerzentroidfrequenzen die Bandbreite in Azimut B_A , beträgt die Kohärenz 0. Für $\gamma_{Dopplerzentroid}$ gilt demnach (Hanssen 2010; Schwäbisch und Geudtner 1995):

$$\gamma_{Dopplerzentroid} = \begin{cases} 1 - \frac{\Delta f_{DC}}{B_A}, & |\Delta f_{DC}| \leq B_A \\ 0, & |\Delta f_{DC}| > B_A \end{cases} \quad (31)$$

Im Falle der in dieser Arbeit verwendeten ERS-1-Daten aus der zweiten Eisphase ist dieser Effekt minimal. Da hier der gleiche Sensor mit sehr ähnlicher Blickrichtung verwendet wird, weichen die Dopplerzentroidfrequenzen der vorprozessierten SLC's nur in geringem Maße voneinander ab. Daten aus der Tandem-Phase hingegen sind bei Verwendung von bereits vorprozessierten SLC's stärker von einer Dopplerzentroid-Dekorrelation betroffen, da hier aufgrund der Verschiedenheit der Sensoren bei der Vorprozessierung durch eine PAF der ESA (Im Falle der an O'Higgins empfangenen ERS-Daten ist dies, wie in Kapitel 4.1 dargestellt, das DLR in Oberpfaffenhofen.) unterschiedliche Dopplerzentroidfrequenzen verwendet werden. Die Qualität der resultierenden Interferogramme kann entweder verbessert werden, indem anstatt von vorprozessierten SLC's nur die entsprechenden Rohdaten bezogen werden und in einem komplexen und rechenintensiven Vorgang eine von der PAF unabhängige Vorprozessierung der Radarbilder auf die gleiche Dopplerzentroidfrequenz vorgenommen wird, oder indem auf die bereits vorprozessierten SLC's ein geeignetes Azimut-

Filterverfahren (siehe Kapitel 5.3.4) angewendet wird (Moll 2008). Ein signifikanter Einfluss der Dopplerzentroid-Dekorrelation auf die Kohärenz ist vor allem im Falle von Interferogrammen zu beobachten, welche entweder aus einer Kombination aus ERS-1- und ERS-2-Daten oder nur aus ERS-2-Aufnahmen erstellt wurden, die nach dem 7.2.2000 aufgenommen wurden. Hier sorgte zunächst der Ausfall zweier von insgesamt drei Gyroskopen an Bord von ERS-2 zu einer Verschlechterung des Ausgleichs von Flugbahnabweichungen und infolge dessen zu instabilen Veränderungen der Dopplerzentroidfrequenzen entlang des Orbits (Miranda et al. 2003; Hanssen 2010). Nachdem Anfang 2001 auch noch das letzte verbleibende Gyroskop ausfiel, wurde ERS-2 in einen Flugmodus versetzt, der seinen Betrieb auch ohne Gyroskope erlaubte (Rosich et al. 2001). Hierdurch haben sich die Schwankungen der Dopplerzentroidfrequenzen -trotz einiger Verbesserungsversuche- gegenüber dem Flugmodus mit einem Gyroskop noch verstärkt. Die Dopplerzentroidfrequenzen schwanken bei diesen Daten nicht nur stark zwischen den verschiedenen Orbits, sondern auch zwischen gleichen Frames. Zudem weisen die verfügbaren Dopplerzentroidinformationen teilweise größere Fehler auf, da unter den genannten Voraussetzungen kein Modell erstellt werden kann, welches die Dopplerzentroidfrequenzen korrekt abbildet. Eine korrekte Anwendung eines Azimut-Filters (siehe Kapitel 5.3.4), welche auf verlässlichen Dopplerzentroidinformationen basiert, wird dadurch verhindert. Insgesamt können die genannten Umstände dazu führen, dass die interferometrische Verarbeitung der Daten erheblich beeinträchtigt wird (Miranda et al. 2003).

5.3.2 d *Volumetrische und zeitliche Dekorrelation*

Allen drei bis jetzt genannten Ursachen für Dekorrelation kann durch die Anwendung verschiedener Filterverfahren (s.u.) oder entsprechenden Maßnahmen bei der Vorprozessierung begegnet werden, so dass ihr Einfluss auf die Kohärenz und damit auf die Qualität des jeweiligen Interferograms minimiert wird. Daneben bestehen jedoch noch andere Gründe für Dekorrelation, welche aufgrund ihrer Unregelmäßigkeit durch Filterverfahren nicht beseitigt werden können. Diese sind die volumetrische Dekorrelation $\gamma_{\text{volumetrisch}}$ und die zeitliche Dekorrelation γ_{zeitlich} .

Die volumetrische Dekorrelation geschieht im Falle von Eis- und Schneeflächen infolge der Penetration der Radarwellen in dieses Medium. Hierbei erfährt das Radarsignal bei Eindringen in den Schnee-/Eiskörper im Gegensatz zu der sonst vorherrschenden Oberflächenreflektion eine komplexe Volumenstreuung innerhalb des Mediums. Dabei führen die unterschiedlichen Blickwinkel der Aufnahmesensoren zu unterschiedlichen Rückstreuprozessen, was potentiell zu einer Reduzierung der Kohärenz führt. Die oben erläuterte geometrische Dekorrelation wird infolge dessen in Abhängigkeit von der Eindringtiefe des Radarsignals verstärkt (Hoen und Zebker 2000; Moll 2008). Die Penetrationstiefe des Radarsignals und

damit auch die Höhe der volumetrischen Dekorrelation hängt dabei stark von der Wellenlänge des Radarsignals (Abbildung 24) sowie von den dielektrischen Eigenschaften und der vertikalen Ausdehnung/Volumen des Rückstreumediums ab (Hanssen 2010; Pellikka und Rees 2010). Je geringer die Dielektrizitätskonstante bzw. der Wassergehalt des Mediums und je länger die Wellenlänge des Radars ist, desto größer ist die Eindringtiefe (Martin 2000). Damit ergibt sich in Polargebieten insbesondere für die Trockenschneezone eine Anfälligkeit für volumetrische Dekorrelation. Hoen und Zebker (2000) ermittelten bei Untersuchungen auf dem Grönländischen Eisschild unter der Verwendung von ERS-C-Band-Daten Eindringtiefen des SAR-Signals von 12 – 35 m. Hierbei fanden sie heraus, dass sich nur aufgrund der volumetrischen Dekorrelation die Critical Baseline über dem annähernd flachen Grönländischen Eisschild auf ca. 250 – 300 m -also auf ca. ein Viertel gegenüber den bereits oben genannten 1.1 km für flaches Terrain mit ausschließlicher Oberflächenstreuung- verringerte. Diese Erkenntnis ist auch für die Durchführung interferometrischer Untersuchungen auf der Antarktischen Halbinsel von Bedeutung und unterstreicht die Wichtigkeit der Beachtung der Baseline-Länge bei der Auswahl geeigneter Szenen.

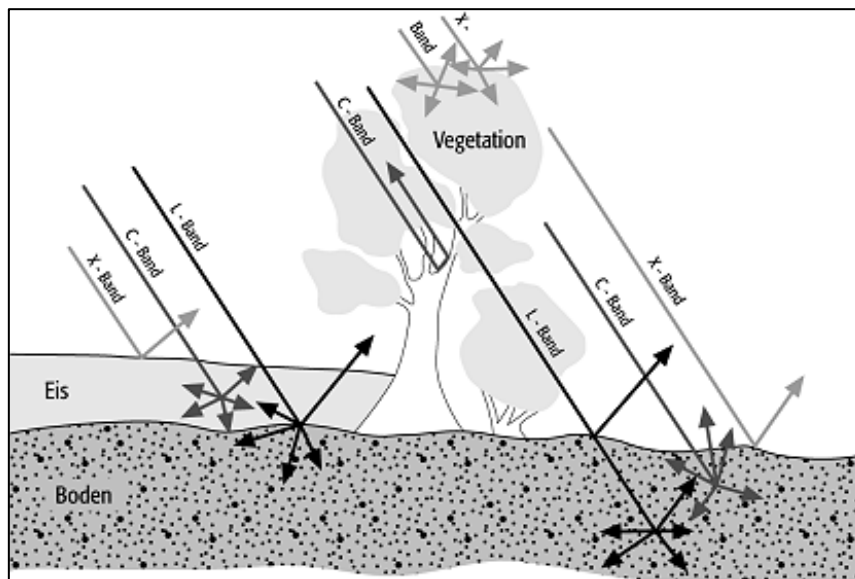


Abbildung 24: Schematische Darstellung der Eindringtiefe und Volumenstreuung von Radarwellen verschiedener Wellenlänge in den Medien Eis, Vegetation und Boden (Martin 2000)

Wurden zwei SAR-Bilder zu unterschiedlichen Zeiten, also mit einer gewissen Temporal Baseline aufgenommen, so kann sich aufgrund von während dieser Zeit aufgetretenen Oberflächenveränderungen die Struktur der abgebildeten Rücksteuer und damit die Phase des jeweils empfangenen Signals so verändert haben, dass es zu Inkohärenz kommt (Bamler und Hartl 1998). Diese zeitliche Dekorrelation tritt auch dann auf, wenn sich die Lage der einzelnen Rückstreuungszentren innerhalb eines Pixels aufgrund von während des Aufnahmezeitraums stattgefundenen Oberflächenbewegungen relativ zueinander verändert hat (Rott 2009). Da die zeitliche Dekorrelation vorrangig auf Oberflächenveränderungen basiert, welche sich auf der Skala der Wellenlänge abspielen, ist die Anfälligkeit für temporale Dekorrelation ent-

scheidend abhängig von der Frequenz des jeweiligen Radarsystems. So reagiert das L-Band weniger empfindlich auf kleine Änderungen in den Rückstreuungseigenschaften als das C-Band und X-Band (Zebker und Villasenor 1992; Hanssen 2010; Pellikka und Rees 2010).

Wie bereits mehrfach angeklungen, ist die Antarktische Halbinsel ein Raum, der von besonders starken Oberflächenveränderungen, welche innerhalb kurzer Zeitspannen auftreten können, betroffen ist. Dies macht sie zu einem Gebiet mit extremen Bedingungen für den Einsatz von SAR-Methoden. Hier spielen vor allem Niederschläge in Form von Schnee und Regen, sommerliche Schmelzprozesse, Schneeverfrachtungen durch Starkwinde sowie Gletscherfließbewegungen eine große Rolle. In Kapitel 0 wurde ausführlich gezeigt, dass die klimatisch bedingten Oberflächenveränderungen im Falle der Antarktischen Halbinsel in hohem Maße von der geographischen Lage und der Jahreszeit abhängig sind. So ist beispielsweise zu erwarten, dass Gebiete im Nordwesten der Halbinsel tendenziell stärker von sommerlichen Schmelzprozessen und Regenereignissen betroffen sind als auf der Ostseite und im Süden gelegene Gebiete.

Es sei noch einmal betont, dass ausschließlich Aufnahmen von Repeat Pass-Systemen von zeitlicher Dekorrelation betroffen sind. Insbesondere in Räumen mit ausgeprägten Oberflächenveränderungen bieten moderne Radarmissionen weitaus höhere Kohärenzwerte und damit um einiges bessere Voraussetzungen für die InSAR- und DinSAR-Prozessierung. So liefert z.B. die TanDEM-X-Mission je nach Aufnahmemodus Repeat-Pass-Aufnahmen mit äußerst geringer zeitlicher Baseline (monostatic mode) oder zeitgleiche Single-Pass-Aufnahmen (bistatic mode oder alternating bistatic mode), wodurch eine Störung der Phaseninformation durch temporale Dekorrelation aber auch atmosphärische Einflüsse minimiert bzw. ausgeschlossen wird (Krieger et al. 2007). Wie bereits in Kapitel 4.1 angesprochen, sind aufgrund der starken temporalen Dekorrelationserscheinungen auf der Antarktischen Halbinsel wenn überhaupt nur solche ERS-Daten für die interferometrische Prozessierung geeignet, die sich durch eine möglichst kurze Temporal Baseline auszeichnen. Hierzu gehören die Daten der Tandem-Phase mit 1-Tages-Orbits und Aufnahmen der Eisphasen mit 3-Tages-Orbits. Da jedoch einige der auf der Antarktischen Halbinsel dominanten Oberflächenveränderungen innerhalb weniger Stunden auftreten können, sind oftmals selbst diese Zeitabstände für die InSAR- und DinSAR-Prozessierung nicht optimal.

5.3.3 Resampling der Slave-Szene in die Geometrie des Master-SLC

Die interferometrische Verarbeitung zweier Radarbilder beinhaltet die komplexe pixelweise Multiplikation des SAR-Signals des Master-SLC mit dem des komplex konjugierten Slave-Image. Hierzu müssen die Pixelpositionen beider Bilder deckungsgleich sein. Wie bereits in Kapitel 5.2 erläutert, sollte hierbei eine Genauigkeit von mindestens $1/10$ einer Auflösungszelle in Slant Range bzw. $1/8$ Pixel in Range erzielt werden. Die Überführung des Slave-

Bildes in die Geometrie des Master-Bildes wird im Rahmen des sog. Resamplings durch Anwendung der bei der Koregistrierung erstellten Transformationspolynome (Kapitel 5.2.4) auf das Slave-Image vollzogen. Hierbei können unterschiedliche Interpolationsalgorithmen zum Einsatz kommen, welche in der Interpolationsgenauigkeit und dem benötigten Recheneinsatz differieren. Je nachdem wie viele Messpunkte für die Interpolation pro Kernel verwendet werden, unterscheidet man zwischen einem nearest neighbour-, einem bilinearen, einem 4-point-cubic-, einem 6-point cubic- oder einem sinc-Interpolator mit bis zu 16 Messpunkten. Generell hängt die Wahl des optimalen Interpolationsalgorithmus von den Korrelationseigenschaften des untersuchten Signals ab (Moll 2008; Hanssen 2010). Hanssen (2010) erachtet für ERS-Daten, bei welchen die zeitliche Dekorrelation den dominierenden Faktor für die Qualität des Interferogramms darstellt, bereits eine 4-point-cubic Interpolation für ausreichend. Da die GAMMA-Software jedoch keine Möglichkeit zur Auswahl des Interpolationsverfahrens für das Resampling bietet, wurde in dieser Arbeit auf den von GAMMA standardmäßig vorgesehenen, sehr genauen 2-D-Sync-Interpolator zurückgegriffen.

Um das Resampling-Ergebnis zu verbessern, wurden zusätzlich die nichtlinearen Offset-Residuen zwischen dem Master-SLC und dem im vorherigen Schritt erstellten Slave-SLC in der Master-Geometrie bestimmt und bei einem zweiten, verfeinerten Resampling-Schritt berücksichtigt. Diese Vorgehensweise ermöglicht die Einbeziehung nichtlinearer Oberflächendeformationen, wie z.B. Gletscherbewegungen, bei der geometrischen Transformation des Slave-SLC's und kann zu einer Verbesserung der interferometrischen Kohärenz führen. Hierzu wurde zunächst ein neues Offset-Parameter-File mit initialen Offsets von 0 erstellt. Daraufhin wurden die Offset-Residuen zwischen dem Master- und dem resampten Slave-SLC anhand eines engmaschigen Intensitätstrackings (490.000 Offsetabschätzungen) mit einem 64 x 128 Pixel großen Suchfenster und einem SNR-Threshold von 7.0 bestimmt. Die Offsets wurden dann dazu verwendet, um die entsprechenden Transformationspolynome zu erstellen. Zum Zwecke der Rauschreduzierung wurde über die gespeicherten Offsets eine adaptive Interpolation mit 16 Messpunkten pro Kernel angewendet. Hierbei wurden Datenlücken in den nichtlinearen Offset-Residuen gefüllt und die Daten geglättet. In einem letzten Schritt wurde dann das verfeinerte Resampling des Slave-SLC anhand der Transformationsgleichungen durchgeführt.

5.3.4 Erstellung des initialen Interferogramms

Nach dem Resampling des Slave-Image auf die Geometrie des Master-SLC wurde ein erstes Interferogramm erstellt. Dieses enthält die Phasendifferenz zwischen den aufgenommenen Radarsignalen und wird durch die pixelweise Multiplikation des komplexen Signals des Master-Image mit dem komplex konjugierten Signal des Slave-Image ermittelt:

$$P_{if} = p_1 \cdot p_2^* = |p_1| \cdot |p_2| \cdot e^{j(\phi_1 - \phi_2)} \quad (32)$$

Der zur Berechnung des Interferogramms verwendete Algorithmus in GAMMA bietet ferner die Möglichkeit, vor der eigentlichen Interferogrammerstellung eine Filterung beider SLC's in Azimut und in Range durchzuführen. Während der Azimut-Filter die nicht überlappenden Teile des Frequenzspektrums in Azimut beseitigt, welche durch die in Kapitel 5.3.2 c erläuterten, möglichen Dopplerfrequenzunterschiede zwischen beiden SAR-Aufnahmen verursacht werden (Schwäbisch und Geudtner 1995), entfernt der Range-Filter die nicht korrelierten Bereiche des Frequenzspektrums in Range, welche auf der in Kapitel 5.3.2 b beschriebenen, in Verbindung mit der Baseline und der Topographie bzw. den unterschiedlichen Winkelgeometrien stehenden geometrischen Dekorrelation basieren (Bamler und Davidson 1997). Das Filtern in Range erfordert eine möglichst genaue Abschätzung der Baseline und ist, da zu diesem Zeitpunkt der Prozessierung keine andere Methode möglich ist (eine Abschätzung der Baseline anhand der Fringe-Frequenz ist erst nach Erstellung eines Interferogramms möglich, siehe Kapitel 5.3.5), in seiner Qualität stark abhängig von der Güte der verfügbaren Orbitparameter (GAMMA Remote Sensing AG 2007). Insgesamt kann bei erfolgreicher Anwendung beider Filterverfahren die Kohärenz und damit die Qualität des Interferogramms signifikant verbessert werden.

Zusätzlich zu den beiden Filterverfahren wurde parallel zur Erstellung des Interferogramms ein sog. Multilooking durchgeführt. Hierbei handelt es sich um ein Verfahren, welches neben geeigneten Filterverfahren (Kapitel 5.3.8) in der Lage ist, das thermale Rauschen im zu erstellenden Interferogramm zu reduzieren. Beim Multilooking werden die jeweils innerhalb eines Fensters, welches gleichmäßig über die zu verrechnenden SLC's bewegt wird, gelegenen Phasen- und Amplitudenwerte gemittelt bzw. ihre Standardabweichungen reduziert. Das Fenster, in welchem die Durchschnittsberechnung durchgeführt wird, hat eine fixe Größe in Range und Azimut. Es ist zu beachten, dass sich durch die Mittelung nicht nur das Rauschen verringert, sondern auch die geometrische Auflösung. Die Verringerung der Auflösung steht in direktem Zusammenhang zu der verwendeten Fenstergröße. Typischerweise wird das Multilooking mit einem solchen Range-/Azimut-Verhältnis durchgeführt, dass durch die Auflösungsreduktion annähernd quadratische Pixel entstehen (Goldstein et al. 1988; Hanssen 2010). Im Falle von ERS-SAR-Daten bieten sich demnach Range-Azimut-Verhältnisse von 1:5, 2:10, etc. an (Hanssen 2010). Im Rahmen dieser Arbeit wurde sich für ein Multilooking mit 1 Pixel in Range und 5 Pixeln in Azimut entschieden. Zwar ist hier die Rauschreduktion nicht so groß wie bei einem stärkeren Multilooking (z.B. 2 x 10), jedoch stehen so mehr Pixel zur Verfügung, um den Fringeverlauf abzubilden. Dies kann z.B. in Randbereichen von Gletschern, wo die Frequenz an Fringes sehr hoch sein kann, ein erfolg-

reiches Phase-Unwrapping ermöglichen, während dies bei weiterer Aggregation durch stärkeres Multilooking nicht mehr gegeben wäre (Moll 2008).

Zusätzlich wurde in einem von der Interferogrammerstellung getrennten Arbeitsschritt das in die Geometrie des Master-Image überführte Slave-Image einem 1 x 5 Multilooking unterzogen. Das so entstandene Multilook Intensity Image (MLI) des koregistrierten Slave-Image wird im weiteren Prozessierungsverlauf u.a. für die Kohärenzberechnung benötigt.

Abbildung 25 zeigt einen Ausschnitt des aus den Tandemdaten vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 generierten initialen Interferogramms für das Larsen-Testgebiet in Radargeometrie mit dem MLI (5x1 Multilook) im Hintergrund. Die Phasendifferenz wird als farbige Fringes dargestellt, welche jeweils einem 2π -Phasenzyklus entsprechen. Es sei erwähnt, dass die dargestellte Phasendifferenz noch die in Gl. (10) (Kapitel 2.2) aufgezeigten Komponenten, also neben der Topographie insbesondere auch die Phasenanteile der flachen Erde (deutlich erkennbar durch die engen quasi-parallelen Fringes) und der Bewegung, enthält.

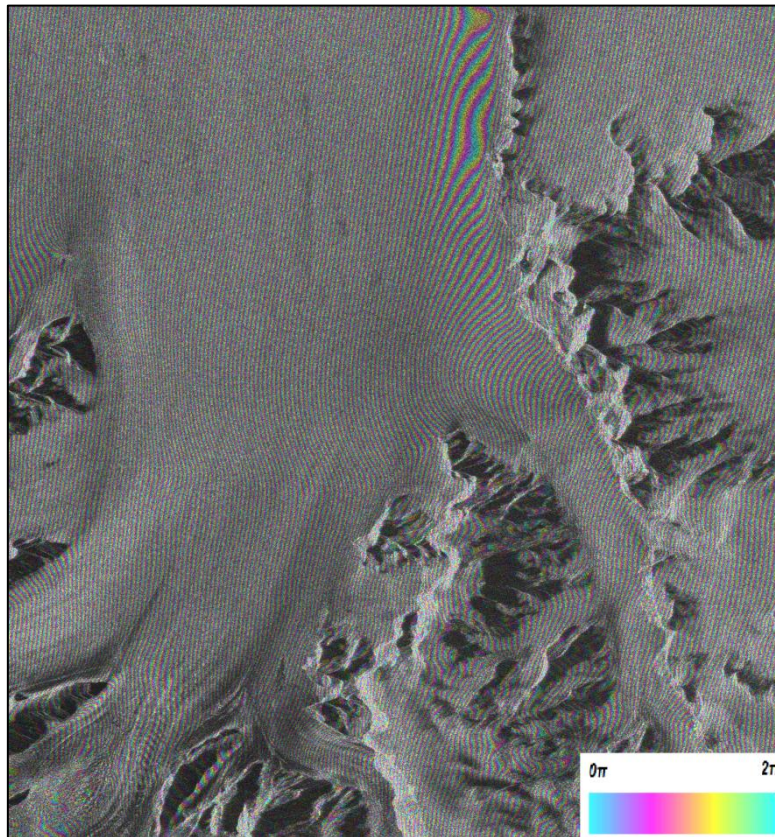


Abbildung 25: Ausschnitt des initialen Interferogramms aus den Tandemdaten vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 für das Larsen-Testgebiet in Radargeometrie mit der Rückstreuintensität (5x1 Multilook) im Hintergrund. Ein Fringe entspricht einem 2π -Phasenzyklus, $|B_n| = 143$ m.

5.3.5 Bestimmung der Baseline

Eine möglichst präzise Bestimmung der Baseline ist für mehrere Prozessierungsschritte im Rahmen der InSAR-Prozessierung notwendige Voraussetzung. Hierzu zählen die im vorherigen Kapitel erläuterte Frequenzbandfilterung in Range, die Korrektur der Flachen Erde (Kapitel 5.3.6), das Phase-Unwrapping (Kapitel 5.3.11) und, bei Weiterverarbeitung, die Ableitung von Höhenwerten aus dem Unwrapped Interferogramm.

Die Interferometric Baseline gibt den Abstand der beiden Sensorpositionen P_1 und P_2 zum Zeitpunkt der Aufnahme an (siehe Abbildung 5 und 26). Wenn die Flugbahnen beider Sensoren nicht parallel sind, so wie es bei Repeat Pass-Systemen typisch ist, verändert sich die Baseline entlang der Flugbahn. (GAMMA Remote Sensing AG 2007).

Die Interferometric Baseline kann in mehrere Komponenten zerlegt werden. Als mögliches Referenzsystem kann hierzu ein als TCN (Track, Cross-Track, Normal) bezeichnetes lokales Koordinatensystem dienen. Dieses wird durch Richtungsvektoren entlang der lokalen Flugrichtung (Track-Vektor \hat{t} , entspricht der Richtung des Geschwindigkeitsvektors des Sensors \vec{V}), senkrecht zur Flugrichtung (Cross-Track-Vektor \hat{c}) und entlang der Nadir-Richtung (Normal-Vektor \hat{n}) definiert (Abbildung 26). Da die Komponente außerhalb der Ebene (\hat{t}) vernachlässigt werden kann, reichen prinzipiell die Cross-Track-Komponente und die Nadir-Komponente zur Beschreibung der Baseline aus. Ein anderes Referenzsystem ist das bereits bekannte Parallel-Perpendicular-System, bei welchem die Interferometric Baseline in Komponenten in Bezug auf die Sensorblickrichtung zerlegt wird. Dabei gibt die Parallel Baseline die Komponente parallel zur Blickrichtung des Sensors und die Perpendicular Baseline die Richtungskomponente senkrecht zur Aufnahmerichtung an (siehe Abbildung 5) (Hanssen 2010). Die Transformation zwischen dem TCN-Referenzsystem und dem Parallel-Perpendicular-Referenzsystem kann mithilfe einfacher trigonometrischer Funktionen vollzogen werden (GAMMA Remote Sensing AG 2007).

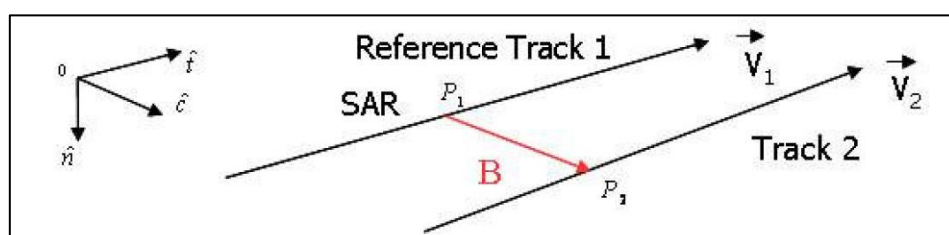


Abbildung 26: Prinzip der Abschätzung der Interferometric Baseline anhand der Orbit-Informationen im TCN-Referenzsystem (GAMMA Remote Sensing AG 2007)

Zur Ermittlung der Baselinekomponenten stehen zu diesem Zeitpunkt innerhalb der Prozessierungskette zwei Methoden zur Verfügung (Auf die Baselinebestimmung mittels Ground-Controll-Points wird am Ende dieses Kapitels kurz eingegangen): Die Berechnung anhand der im SLC-Parameter-File gespeicherten Orbit-Informationen bzw. Zustandsvektoren oder

mithilfe der Fringe-Frequenz im Zentrum des noch nicht um den Einfluss der Flächen Erde bereinigten Interferogramms (sog. Fast Fourier Transform- bzw. FFT-Methode).

Es ist offensichtlich, dass die erste, auf den Orbitdaten basierende Methode nur dann ausreichend gut funktioniert, wenn präzise Positionsdaten verfügbar sind. Im Falle der verwendeten ERS-Daten ist dies nur dann gegeben, wenn für den entsprechenden Aufnahmezeitraum Delft-Orbits berechnet wurden (Kapitel 4.3). Aus den genannten Gründen wurden lediglich bei den Daten, die nicht im Jahr 2011 von ERS-2 aufgenommen wurden, die Baselinekomponenten anhand der Orbitparameter ermittelt. Für Daten aus dem Jahr 2011 wurde überhaupt keine Parallel Baseline berechnet, sondern lediglich die Perpendicular Baseline anhand der FFT-Methode (s.u.).

Bei der Baselinebestimmung mittels Orbitparameter wird so vorgegangen, dass zunächst ein Punkt in der Mitte des Master-Image ausgewählt wird und dann anhand der Orbit-Informationen ein als Referenz dienendes, grundlegendes TNC-Koordinatensystem konstruiert wird. Die Position P_2 des zweiten Sensors wird daraufhin modellhaft so lange entlang seiner Flugbahn (Track 2) verschoben, bis zur Position des Sensors (P_1) auf der Referenzflugbahn die größte Annäherung erzielt wurde. Der Vektor zwischen den beiden Sensorpositionen entspricht der Interferometric Baseline (Abbildung 26) (GAMMA Remote Sensing AG 2007).

Außer im Falle präziser Orbitdaten liefert die FFT-Methode bessere Resultate bei der Bestimmung der Perpendicular Baseline (GAMMA Remote Sensing AG 2011b). Daher wurde für die Berechnung der senkrechten Baselinekomponente bei den ERS-Daten aus dem Jahr 2011 dieses Verfahren angewendet. Im Gegensatz zur Orbit-Methode setzt die FFT-Methode das Vorhandensein eines initialen Interferogramms voraus. Hierbei wird jeweils für ein Segment des nicht um die Fläche Erde bereinigten, komplexen Interferogramms mithilfe einer zweidimensionalen Fast Fourier Transformation die lokale Fringe-Frequenz $\left(\frac{\Delta\phi}{\Delta R}\right)$ berechnet. Diese ergibt sich aus:

$$\frac{\Delta\phi}{\Delta R} = \frac{4\pi}{\lambda R_1 \tan\theta} \cdot B_n \quad (33)$$

Gl. (33) kann dann herangezogen werden, um durch Auflösung nach B_n die Perpendicular Baseline zu bestimmen (GAMMA Remote Sensing AG 2007, 2011b).

Nach Durchführung der oben erläuterten Prozessierungsschritte liegen die Komponenten der Interferometric Baseline zunächst im TCN-Referenzsystem für die Mitte des Radarbildes sowie ihre Veränderung parallel zur Flugrichtung vor. Diese Informationen wurden dazu verwendet, um durch Transformation in das Parallel-Perpendicular-System die parallele und die senkrechte Richtungskomponente der Baseline zu bestimmen. Die generierten Baselineda-

ten wurden wiederum in einem eigenen Parameter-File abgespeichert und standen so für die nachfolgenden Prozessierungsschritte dauerhaft zur Verfügung.

Es sei darauf hingewiesen, dass eine hochpräzise Bestimmung der Baseline im Falle von Radardaten ohne ausreichend genaue Orbitmessungen nur auf Basis von sog. Ground-Control-Points = GCP (festgelegte Wertepaare von Phase des Interferogramms und zugehöriger Höhe eines ausreichend genauen Referenz-DEM) möglich ist. Hierbei wird Gl. (12) (Kapitel 2.2) nach B_n aufgelöst. Für genauere Informationen zum GCP-Verfahren sei z.B. auf die Arbeit von Kimura und Todo (1997) verwiesen. Da für die Baselineermittlung auf Basis von GCP um die Phasenmehrdeutigkeit bereinigte Phaseninformationen heranzuziehen sind, ist diese Methode prinzipiell aber erst nach dem Phase-Unwrapping durchführbar (GAMMA Remote Sensing AG 2007, 2011b). Während die mittels der oben genannten Methoden errechnete Baseline in Bezug auf ihre Genauigkeit für das Entfernen der Flachen Erde ausreichend ist, werden präzisere Baselineinformationen insbesondere bei der in Kapitel 2.2 beschriebenen Umwandlung von Phasen- in Höheninformationen benötigt. Da in dieser Arbeit jedoch keine DEM's erzeugt wurden, ergab sich in der vorliegenden Arbeit nicht die Notwendigkeit zur Anwendung der GCP-Methode. Da es sich bei den GCP um mehrere Punkte handeln muss, welche sich in Bereichen mit relativ flachem, stabilem Relief mit hoher Kohärenz befinden, ist die Durchführung der GCP-Methode in der Praxis insbesondere bei unruhigem Relief und nicht optimaler Kohärenz äußerst problematisch. So ist, selbst wenn ausreichend viele Bereiche mit den genannten Qualitätsmerkmalen vorhanden sind, eine sinnvolle Auswahl dieser Punkte mit vollautomatischen Verfahren nur schwer zu realisieren und erfordert in der Regel den Einsatz einer händischen Selektion.

5.3.6 Korrektur der Flachen Erde

Auch ohne den Einfluss der Topographie (und den Einfluss der Atmosphäre, Oberflächenbewegungen und Phasenrauschen) ergeben sich im Interferogramm Fringemuster. Diese als „Flache Erde“ bezeichnete Phasendifferenz $\Delta\phi_{\text{Flache Erde}}$ wird durch die Krümmung der Erdoberfläche und die seitliche Aufnahmegeometrie der SAR-Sensoren hervorgerufen, indem verschiedene Einfallwinkel θ für unterschiedliche Slant-Range-Distanzen verursacht werden. Es kommt zu einer kontinuierlichen Änderung der Phase in Range und somit zu parallelen Fringe-Mustern im Interferogramm. Diese, die topographische Phase überlagernde Phasendifferenz, ist als unerwünschter Bestandteil der interferometrischen Phase zu entfernen (Geudtner 1995; Meyer 2004; Yanjie 2005; Moll 2008). Die Phasendifferenz der Flachen Erde kann wie folgt dargestellt werden, wobei α den Kippungswinkel der Interferometric Baseline zur Horizontalen angibt (Abbildung 5) (Yanjie 2005):

$$\Delta\phi_{\text{Flache Erde}} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot (R_1 - R_2) = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot B \cdot \sin(\theta - \alpha) \quad (34)$$

Bei Betrachtung des Ausdrucks wird deutlich, dass das Phänomen der Flachen Erde in direktem Bezug zur Baseline steht. Eine präzise Entfernung der Phasendifferenz der Flachen Erde setzt also das Vorhandensein möglichst genauer Baseline-Daten voraus. Um $\Delta\phi_{\text{Flache Erde}}$ aus dem Interferogramm zu entfernen, wurde unter Einbezug der Änderungen der Slant-Range-Distanz, des Einfallwinkels sowie der im vorherigen Prozessierungsschritt ermittelten Informationen zur Interferometric Baseline ein Phasenverlauf simuliert, welcher sich für eine gekrümmte Erdoberfläche ohne Topographie ergeben würde. Dieser Phasenanteil wurde dann von dem initialen Interferogramm abgezogen. Einen Ausschnitt des um den Einfluss der Flachen Erde korrigierten Interferogramms aus den Tandemdaten vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 für das Larsen-Testgebiet mit der Rückstreuintensität (1 x 5 Multilook) im Hintergrund zeigt Abbildung 27. Das Interferogramm enthält sowohl den Phasenbeitrag der Topographie als auch der Bewegung. Der deutlich zu erkennende Gürtel eng beieinander liegender Fringes markiert die sog. Grounding Zone (genauer in Kapitel 5.4.1), innerhalb welcher es zu einer Deformation des Eises durch vertikalen Tidenhub kommt.

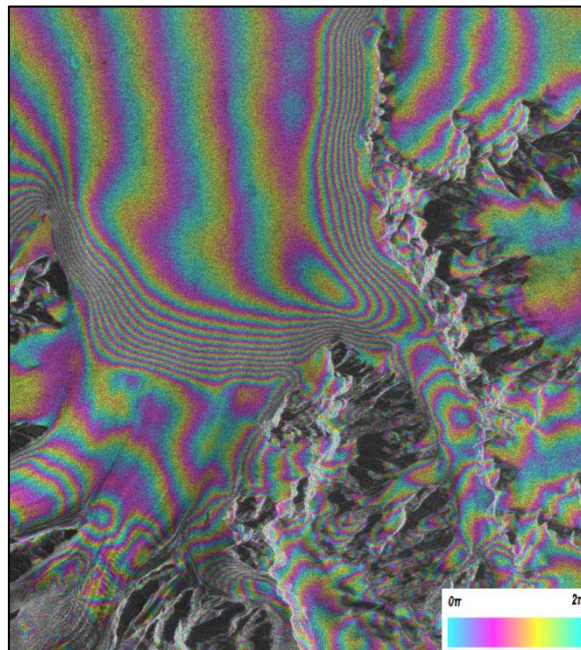


Abbildung 27: Ausschnitt des um die Flache Erde bereinigten Interferogramms aus den Tandemdaten vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 für das Larsen-Testgebiet in Radargeometrie mit der Rückstreuintensität (5x1 Multilook) im Hintergrund. Ein Fringe entspricht einem 2π -Phasenzyklus, $|B_n| = 143$ m.

5.3.7 Erste Bestimmung der Kohärenz

In den Kapiteln 5.3.1 und 5.3.2 wurde ausführlich auf die Kohärenz als Qualitätsmaß für interferometrische Phasendifferenz zwischen zwei Radarbildern und mögliche Ursachen für einen Kohärenzverlust eingegangen. Hierbei spielen die thermische, die geometrische, die räumliche, die zeitliche und die Dopplerzentroid-Dekorrelation eine Rolle. Ferner wurde in Kapitel 5.2 die Bedeutung einer genauen Koregistrierung für die Phasenkorrelation erläutert. Für eine optimale Phaseninformation des Interferogramms sollte die Kohärenz möglichst

hoch sein. Andernfalls ist die interferometrische Phase unbrauchbar, da sie zu stark ver-rauscht ist und keine feste Phasenbeziehung zwischen den beiden Radarbildern vorherrscht.

Die Kohärenz wird anhand des komplexen Korrelationskoeffizienten für jeden Bereich des um die Fläche Erde bereinigten Interferogramms für eine Auswahl von Pixeln (ein Fenster mit einer definierten Größe) bestimmt. Hierzu wird ein Fenster mit einer vorher festgelegten Größe pixelweise verschoben und dann jeweils anhand Gl. (26) die Kohärenz berechnet.

Gemäß Gl. (26) muss die mit der Topographie in Verbindung stehende Phasendifferenz für eine genaue Kohärenzermittlung durch einen Korrekturfaktor berücksichtigt werden. Hierdurch soll erreicht werden, dass der Einfluss des Beitrags der Topographie zur geometrischen Dekorrelation (Kapitel 5.3.2 b) auf die Kohärenzbestimmung minimiert wird. Dieser Korrekturfaktor kann entweder eine mittels differentieller Interferometrie (z.B. 2 Pass) gewonnene reine topographische Phase sein oder das „flattened“ Interferogramm. Letzterer Ansatz wurde im Rahmen dieser Arbeit angewendet. Wenn davon ausgegangen wird, dass die anderen Ursachen für eine mögliche Dekorrelation durch die in den vorherigen Kapiteln beschriebenen Filterverfahren mehr oder weniger beseitigt werden konnten (und eine Koregistrierung mit der erforderlichen Genauigkeit durchgeführt wurde), dann basiert die so ermittelte Kohärenz vorrangig auf der zeitlichen Dekorrelation bzw. auf der Instabilität der Rückstreuer. Eine Verwechslung von Kohärenzverlust aufgrund der Hangneigung mit einem Kohärenzverlust aufgrund instabiler Oberflächen ist dann ausgeschlossen. Dies macht die generierten Kohärenzkarten zu einem nützlichen Werkzeug für die Klassifikation (z.B. zur Abgrenzung von Gletscherflächen) bzw. zur Detektion und zum Monitoring sich zufällig ändernder Landoberflächen (Lee und Liu 2001).

Die Größe des verwendeten Berechnungsfensters ist ein wichtiger Faktor für die Güte der Kohärenzbestimmung. Hier muss ein Kompromiss gefunden werden, da sich mit steigender Fenstergröße zwar der Fehler der Kohärenzberechnung minimiert (eine zu geringe Fenstergröße führt in Bereichen mit niedrigen Kohärenzwerten zu einer Überschätzung der Kohärenz), aber gleichzeitig die räumliche Auflösung des Kohärenzbildes sinkt (Lee und Liu 2001; GAMMA Remote Sensing AG 2007). Die einfachste Möglichkeit, diesem Umstand Rechnung zu tragen, ist die Anwendung eines Algorithmus, welcher die Fenstergröße basierend auf einer initialen Kohärenzbestimmung automatisch anpasst. Hierbei werden in Gebieten mit geringerer Kohärenz automatisch größere Berechnungsfenster gewählt, wodurch ein optimales Verhältnis zwischen der Genauigkeit der Berechnung und der Auflösung erzielt werden kann. Da dieser Algorithmus jedoch in der verwendeten Programmversion von GAMMA nicht implementiert ist, wurde sich für eine mittlere, uniforme Fenstergröße entschieden. Eine Größe von 15 Pixeln in Range und 15 Pixel in Azimut hat sich dabei als praktikabel erwiesen. Werden sowohl das „flattened“ Interferogramm (oder die rein topographische Phasenin-

formation) als auch zwei koregistrierte Intensitätsbilder (in dieser Arbeit wurden 1 x 5 Multilook-Bilder des Master-SLC und des resampelten Slave-SLC verwendet) für die Kohärenzbestimmung benutzt, kann der unerwünschte Effekt der Auflösungsreduktion durch die Anwendung einer Gewichtungsfunktion (z.B. einheitlich, linear, Gauss) innerhalb des Fensters reduziert werden. Generell haben bei Implementierung einer Gewichtung Pixel, die weiter von der Fenstermitte entfernt liegen, geringeren Einfluss auf die Kohärenzberechnung. Die Wahl der Gewichtungsfunktion sollte genauso wie die Wahl der Fenstergröße von den Eigenschaften der abgebildeten Objekte abhängig gemacht werden. Sind in der Szene weit verteilte Objekte enthalten, spielt die Gewichtung nur eine untergeordnete Rolle. Beinhaltet die Szene hingegen viele kleine punktförmige Objekte, sollte eine kleine Fenstergröße mit einer starken Gewichtung angewendet werden, um die Kohärenz für jedes der Objekte zu erhalten (GAMMA Remote Sensing AG 2007). Da auf der Antarktischen Halbinsel weniger von einer hohen Anzahl punktförmiger Objekte als vielmehr von großflächigeren Strukturen auszugehen ist, wurde sich für die Anwendung einer linearen Gewichtungsfunktion entschieden.

Abbildung 28 zeigt exemplarisch die für die Tandem-Bildpaare 23.11.1995-24.11.1995 (Larsen-Testgebiet, A) und 27.10.1995-28.10.1995 (Wordie-Testgebiet, B) erstellten Kohärenzkarten in Radargeometrie mit dem Master-MLI (1x5 Multilook) im Hintergrund.

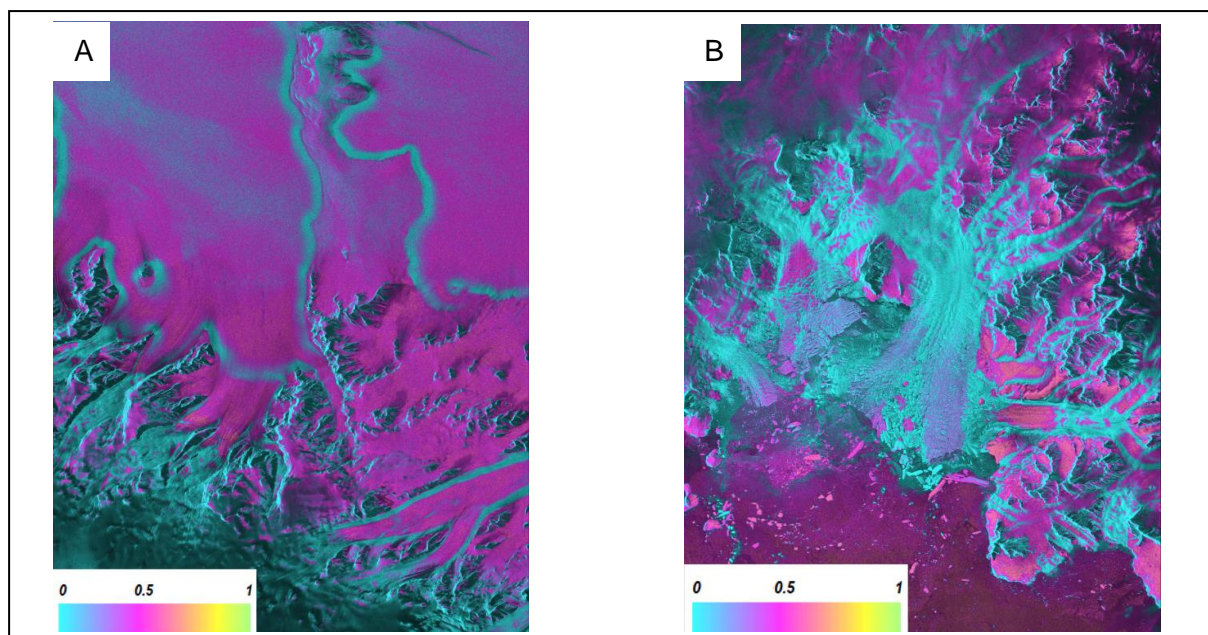


Abbildung 28: Kohärenz (0-1) für die Tandem-Bildpaare 23.11.1995-24.11.1995 (Larsen-Testgebiet, A) und 27.10.1995-28.10.1995 (Wordie-Testgebiet, B) nach der ersten Kohärenzbestimmung in Radargeometrie mit dem Master-MLI (1x5 Multilook) im Hintergrund.

Vergleicht man die in Abbildung 28 dargestellten Kohärenzkarten für die beiden Testgebiete miteinander, so ist zu erkennen, dass der Anteil an Flächen mit geringer Kohärenz über dem Wordie-Testgebiet höher ist als über dem Larsen-Testgebiet. Hierbei spielt insbesondere die trotz der kurzen Temporal Baseline vorherrschende niedrige Kohärenz über den Gletscher-

zungen und den zugehörigen Kalbungszonen eine entscheidende Rolle. Im Gegensatz dazu werden über den Gletscherzungen und den Schelfeisflächen des Larsen-Testgebiets verhältnismäßig hohe Kohärenzwerte erzielt. Dies deutet auf höhere Fließgeschwindigkeiten der Gletscher im Wordie-Testgebiet als im Larsen-Testgebiet hin. Beide Bilder sind zudem von niedriger Kohärenz in von Schatten- und Layovereffekten dominierten Gebieten mit gebirgigem Relief betroffen. Über dem Larsen-Testgebiet ist zudem die von Deformation aufgrund des Tidenhubs betroffene Grounding Zone deutlich durch ein schmales, den Küstenbereich entlanglaufendes Band mit geringer Kohärenz zu erkennen. Eine höhere Kohärenz tritt in beiden Gebieten über stabilen Bereichen ohne größere Oberflächenbewegungen auf. Auch über der Eismelange des Wordie-Testgebiets werden vergleichsweise hohe Kohärenzwerte erzielt.

5.3.8 Filtern des Interferogramms und finale Kohärenzbestimmung

Wie bereits in den vorherigen Kapiteln dargestellt, dienen Filterverfahren und das Multilooking dazu, das Phasenrauschen zu verringern. Hierdurch soll vor allem die Anzahl an Residuen vor dem Phase-Unwrapping (Kapitel 5.3.11) reduziert werden, um dieses einfacher, robuster und effizienter zu gestalten und eine optimale Qualität des Interferogramms zu gewährleisten. Als Residuum wird dabei ein Punkt im Interferogramm bezeichnet, an dem die Summe der Phasendifferenzen zwischen Pixeln entlang eines geschlossenen Wegs nicht 0,0 ist. Dabei treten Residuen als Paare auf. Thermisches Systemrauschen (Kapitel 5.3.2 a) führt zu Residuenpaaren, welche eng beieinander liegen (GAMMA Remote Sensing AG 2011b). Insbesondere Regionen mit starken Oberflächenbewegungen (z.B. Gletscherfluss) zeichnen sich durch signifikantes Phasenrauschen und hohe lokale Fringe-Raten aus. Durch die Anwendung eines Filters kann die thermische Dekorrelation bzw. die hierdurch hervorgerufene Anzahl der Residuen verringert werden, um somit auch in diesen Regionen ein erfolgreiches Phase-Unwrapping zu ermöglichen (Goldstein und Werner 1998).

Der in diesem letzten Prozessierungsschritt vor dem Phase-Unwrapping benutzte Filteralgorithmus zur Reduktion des thermalen Rauschens basiert auf einem von Goldstein und Werner 1998 vorgestellten nicht-linearen Verfahren. Hierbei wird das Interferogramm in überlappende rechteckige Fenster mit einer bestimmten Größe unterteilt und zunächst für jedes der Fenster anhand einer zweidimensionalen Fast-Fourier-Transformation das Frequenzspektrum berechnet. Dann wird die Bandbreite des Frequenzspektrums durch den Faktor $\sqrt{1 + \alpha}$ dividiert und damit reduziert. Hierbei gibt der Filterparameter α die Stärke des Filters an. Im Falle von $\alpha = 0$ findet keine Filterung statt, bei $\alpha = 1$ ist die Filterung stark: Die Bandbreite wird in jeder Dimension um die Hälfte reduziert und das Signal-Rauschverhältnis wird quadriert. Da es sich um einen adaptiven Filter handelt, passt sich seine räumliche Auflö-

sung dem lokalen Phasenrauschen an, so dass Bereiche mit geringer Phasenvarianz stärker gefiltert werden als Regionen mit hoher Phasenvarianz.

Generell wird für Interferogramme mit einer sehr niedrigen Kohärenz die Verwendung größerer Fenster und höherer Werte für α empfohlen (Goldstein und Werner 1998). Allerdings ist Vorsicht bei der Anwendung eines zu starken Filters geboten, da hierdurch Fringes verloren gehen können. Dies kann wiederum zu Fehlern beim Phase-Unwrapping führen. Abbildung 29 zeigt das Ergebnis einer Filterung für einen Ausschnitt des um die Fläche Erde bereinigten Interferogramms (Larsen, 02.02.1994 – 05.02.1994) mit $\alpha = 0.35$ (links) und $\alpha = 0.7$ (rechts). Es ist zu erkennen, dass die vorrangig durch Bewegung induzierten eng beieinander liegenden Fringes auf dem Gletscher im rechten Bild teilweise durch den Filter eliminiert wurden. Die durch das Filtern verlorengegangene Phaseninformation stünde in diesem Fall für das anschließende Phase-Unwrapping nicht mehr zur Verfügung. Auch die Wahl der Fenstergröße kann nicht alleine von der Kohärenz abhängig gemacht werden. So führen große Fenster (32 x 32 – 246 x 246 Pixel) bei niedriger Kohärenz nur dann zu guten Ergebnissen, wenn aufgrund von flachem Relief mit einem konstanten Phasenverlauf zu rechnen ist. Kleine Fenster (16 x 16, 32 x 32 Pixel) sind hingegen für Szenen mit starken Phasenänderungen aufgrund von ausgeprägter Topographie vorzuziehen. Durch Ausprobieren mehrerer Kombinationen von Fenstergröße und Filterparameter haben sich für diese Arbeit Fenster mit einer Größe von 16 x 16 Pixeln und ein Wert von $\alpha = 0.35$ als geeignet erwiesen.

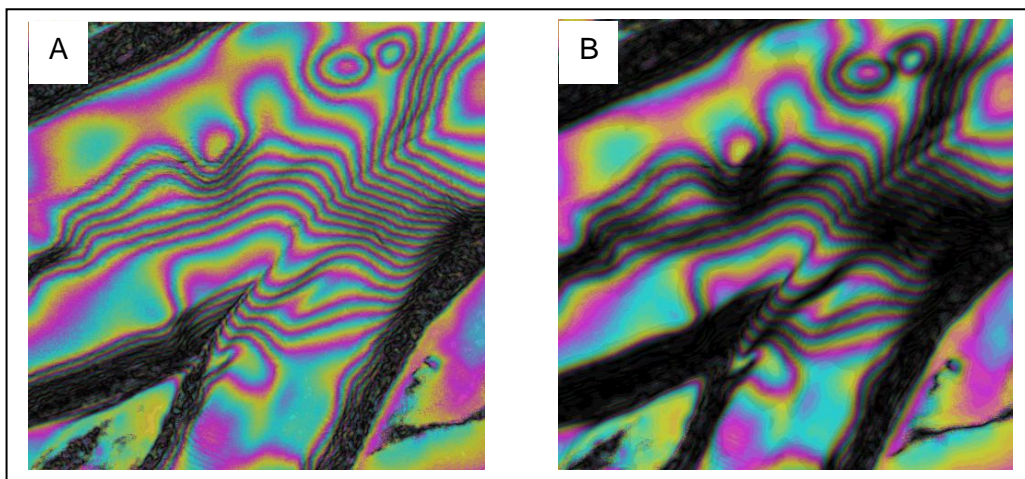


Abbildung 29: Ausschnitt eines um die Fläche Erde bereinigten Interferogramms in Radargeometrie (Larsen, 02.02.1994 – 05.02.1994) nach Filterung mit $\alpha = 0.35$ (A) und $\alpha = 0.7$ (B) sowie einer Fenstergröße von jeweils 16 x 16 Pixeln

Auf Basis des gefilterten Interferogramms wurde dann innerhalb des gleichen Prozessierungsschrittes ein weiteres Mal die Kohärenz mit der gleichen Fenstergröße wie bei der ersten Kohärenzberechnung (Kapitel 5.3.7) bestimmt. Abbildung 30 zeigt exemplarisch die für die Tandem-Bildpaare 23.11.1995-24.11.1995 (Larsen-Testgebiet, A) und 27.10.1995-28.10.1995 (Wordie-Testgebiet, B) erstellten Kohärenzkarten nach der Filterung in Radargeometrie mit dem Master-MLI (1x5 Multilook) im Hintergrund. Es ist zu erkennen, dass sich

die Kohärenz aufgrund der Filterung für beide Szenenpaare deutlich gegenüber der ersten Kohärenzbestimmung (Abbildung 28) verbessert hat.

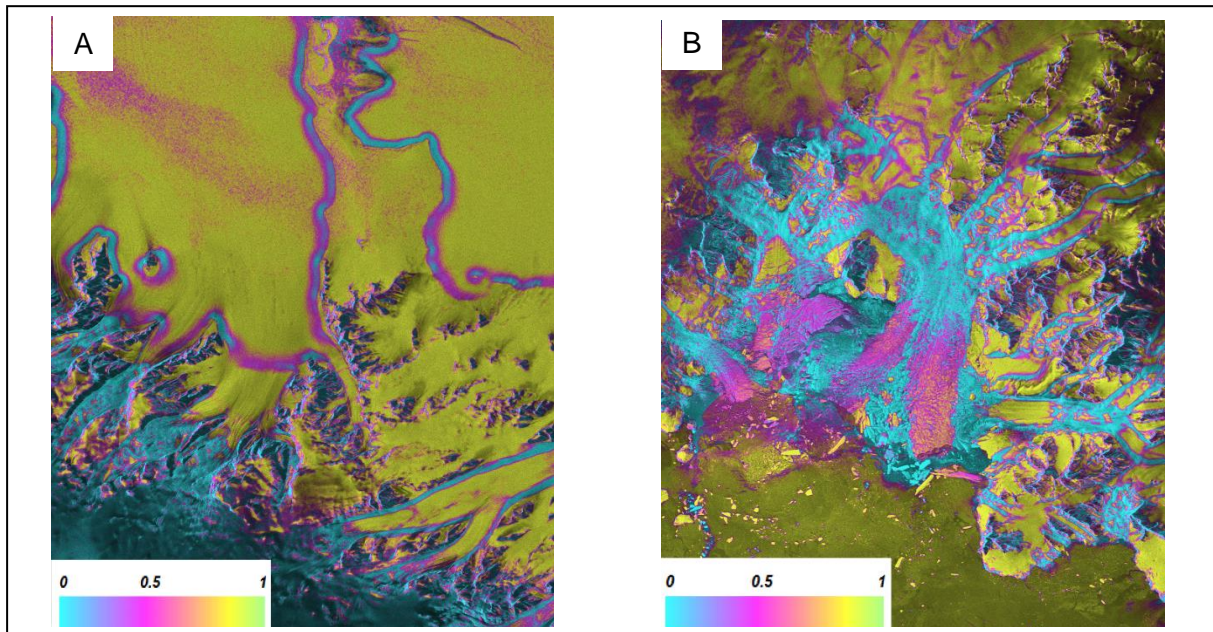


Abbildung 30: Kohärenz (0-1) für die Tandem-Bildpaare 23.11.1995-24.11.1995 (Larsen-Testgebiet, A) und 27.10.1995-28.10.1995 (Wordie-Testgebiet, B) nach Filterung in Radargeometrie mit dem Master-MLI (1x5 Multi-look) im Hintergrund.

5.3.9 Gesamtergebnis der Kohärenzbestimmung

Abbildung 31 zeigt die für die in dieser Arbeit verwendeten Bildpaarungen erzielte durchschnittliche Kohärenz nach der Filterung in Abhängigkeit von der Temporal Baseline, dem Untersuchungsgebiet und der Missionsphase. Abbildung 32 hingegen gibt die Kohärenz in Abhängigkeit von der Länge der Perpendicular Baseline an.

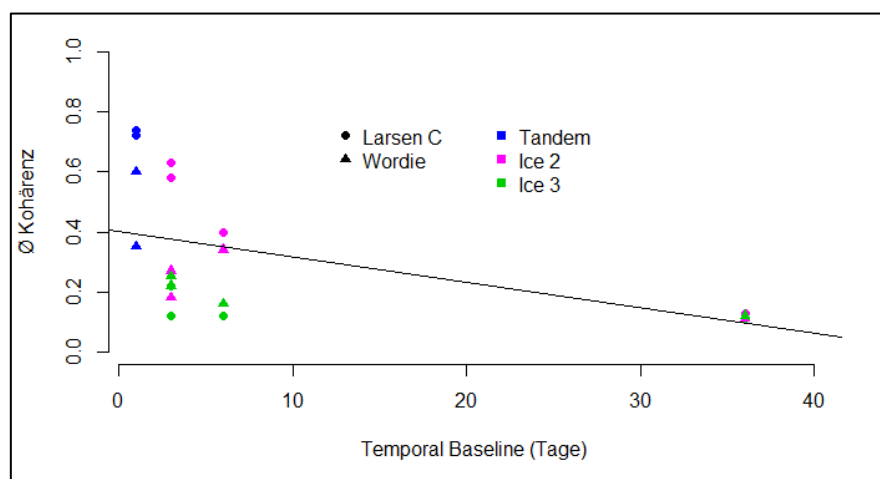


Abbildung 31: Durchschnittlich erzielte Kohärenz nach Filterung in Abhängigkeit von der Temporal Baseline

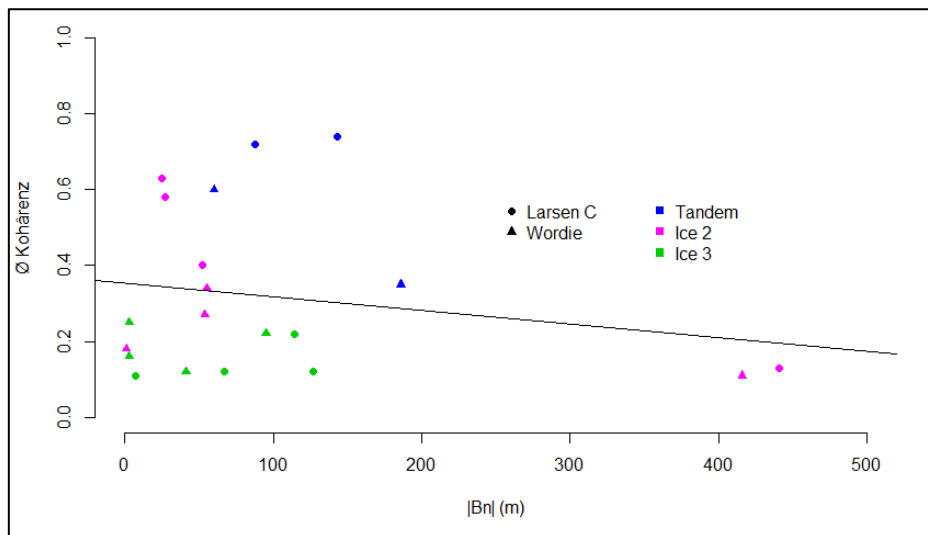


Abbildung 32: Durchschnittlich erzielte Kohärenz nach Filterung in Abhängigkeit von der Länge der Perpendicular Baseline (ermittelt, wie in Kapitel 5.3.5 beschrieben)

Aus Abbildung 31 ist (wie zu erwarten war) ein deutlicher negativer Zusammenhang zwischen der Kohärenz und der Temporal Baseline zu erkennen. Dieser Zusammenhang wird auch durch Abbildung 33 verdeutlicht, in welcher die mit unterschiedlich langen Temporal Baselines erzielte Kohärenz exemplarisch für das Wordie-Testgebiet aufgezeigt wird. Der Kohärenzverlust mit zunehmendem Zeitabstand zwischen den Aufnahmen spiegelt den bereits mehrfach beschriebenen starken Einfluss der zeitlichen Dekorrelation auf die Qualität interferometrischer Berechnungen auf der Antarktischen Halbinsel, wie z.B. aufgrund von Schneefall, Winddrift, Schmelzprozessen und Oberflächenbewegungen, wider (siehe Kapitel 5.3.2 d). So war die erzielte Kohärenz bei Bildpaaren mit einem Zeitabstand von 36 Tagen unabhängig vom Untersuchungsgebiet und der Missionsphase so gering, dass eine interferometrische Verarbeitung überhaupt nicht mehr möglich war. Auch bei Datenpaaren mit 6 Tagen Zeitabstand wurden in der Regel keine befriedigenden Kohärenzwerte mehr erzielt. Im Falle des Wordie-Testgebiets war bei den untersuchten Daten bereits bei einer Temporal Baseline von drei Tagen ein für die interferometrische Verarbeitung kritischer Kohärenzverlust zu verzeichnen. Alles in allem verbesserte sich die Kohärenz mit kürzeren Temporal Baselines zwischen den Aufnahmen aber stetig, so dass die höchsten Kohärenzwerte bei SLC-Paaren erzielt wurden, welche in der Tandemphase über dem Larsen-Untersuchungsgebiet aufgenommen wurden.

Ferner wird in Abbildung 32 eine negative Abhängigkeit zwischen der Länge der Perpendicular Baseline und der Kohärenz angezeigt, was einen Rückschluss auf das Vorliegen geometrischer Dekorrelation (Kapitel 5.3.2 5.3.2 b) plausibel macht. Hierbei muss jedoch beachtet werden, dass, wie bereits in Kapitel 5.2.3 bezüglich der Koregistrierungsergebnisse erwähnt wurde, im Falle der verwendeten Daten ein Zusammenhang zwischen Temporal Baseline und der Länge der Perpendicular Baseline besteht. Ferner wurde versucht, einer geometri-

schen Dekorrelation mit einem geeigneten Filterverfahren entgegenzuwirken. Somit ist eine eindeutige Zuordnung der Kohärenzwerte zu einer der genannten Determinanten letztendlich nicht möglich. Es ist jedoch davon auszugehen, dass, auf den gesamten Datenbestand bezogen, die temporale Dekorrelation der dominierende Faktor für die Kohärenz ist.

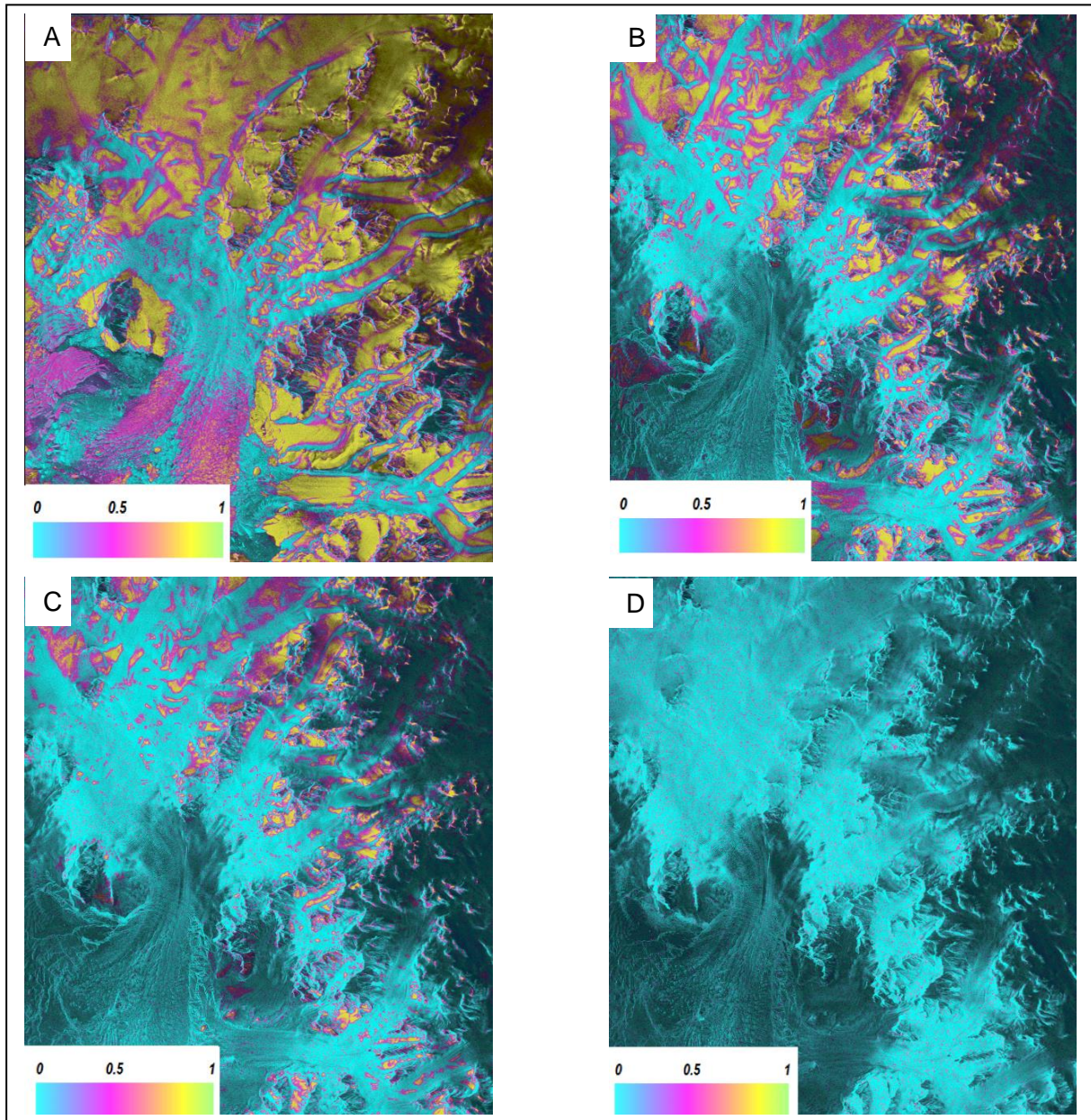


Abbildung 33: Zeitliche Dekorrelation am Beispiel des Wordie-Testgebiets. Kohärenzbilder für Daten aus der Tandem- und der zweiten Eisphase mit unterschiedlichen Temporal Baselines (A: 1 Tag, B: 3 Tage, C 6 Tage und D 36 Tage Zeitabstand).

Auffällig ist die geringe Kohärenz, welche bei sämtlichen Aufnahmen der dritten Eisphase erzielt wurde. Hier weisen die Bildpaare unabhängig von der Temporal Baseline und der Perpendicular Baseline deutlich niedrigere Werte als ihre Vergleichsdaten aus der zweiten Eisphase auf (Abbildung 31 und Abbildung 32). Generell dürfte eine missglückte Koregistrierung als Ursache hierfür ausgeschlossen werden. Wie in Kapitel 5.2.3 gezeigt wurde, wiesen hier die Daten aus dem Jahr 2011, mit Ausnahme des Larsen-Bildpaares vom 21.06.2011

und 24.06.2011, keine signifikant schlechteren Werte als die übrigen Szenenpaare auf. Das besagte Bildpaar mit dem großen Azimut-Offset von 4200 Pixeln zeichnete sich trotz einer Temporal Baseline von drei Tagen durch einen vollkommenen Kohärenzverlust aus. Dies spricht für eine gescheiterte Koregistrierung in Zusammenhang mit dem großen Offset in Azimutrichtung als eine indirekte Folge ungenauer Orbitdaten und einem damit verbundenen missglückten Framing. Die anderen Paarungen aus der dritten Eisphase zeigten hingegen zumindest über einigen stabilen Bildbereichen eine gewisse Kohärenz. Diese Tatsache könnte für während des Aufnahmezeitraums stattgefundene kurzfristige Oberflächenveränderungen sprechen. Da die Daten während des Winterhalbjahrs aufgenommen wurden und das Phänomen der niedrigen Kohärenz in beiden Testgebieten gleichermaßen auftritt, können allerdings zumindest großflächige Schmelzereignisse als Ursache weitestgehend ausgeschlossen werden. Andere denkbare Ursachen für eine zeitliche Dekorrelation wären jedoch ausgeprägte Schneefälle oder aber auch die bereits erwähnte Beschleunigung der Gletscher im Wordie-Testgebiet. Auch wenn diese Ursachen durchaus im Bereich des Möglichen liegen, deutet die Tatsache, dass alle Aufnahmen aus dem Jahr 2011 gleichermaßen von der Dekorrelation betroffen sind, eher auf andere Gründe für den Kohärenzverlust hin. Ein plausibler Erklärungsansatz, für welchen insbesondere das gebietsunabhängige Auftreten des Phänomens sprechen würde, könnte sich aus dem bereits in Kapitel 5.3.2 c beschriebenen Ausfall der drei Gyroskope an Bord von ERS-2 im Jahr 2001 ergeben. Diesbezüglich wurde ein signifikanter Einfluss der Dopplerzentroid-Dekorrelation auf die Qualität von Interferogrammen beschrieben, welche aus Kombinationen mit nach diesem Datum aufgenommenen ERS-2-Szenen erstellt wurden (siehe auch Kapitel 5.3.2 c). Aufgrund der Instabilität der Flugbahn des Sensors schwankt die Dopplerzentroidfrequenz auch zwischen korrespondierenden Frames stark. Gleichzeitig wird wegen ungenauer Dopplerzentroidfrequenzen das Filtern in Azimut (Kapitel 5.3.4) erschwert. Ein weiteres Problem jüngerer ERS-2 Daten ist das Nichtvorhandensein präziser Orbitdaten (Kapitel 4.3). Da die unpräzisen Orbitdaten, wie bereits in Kapitel 5.3.4 erwähnt, jedoch unvermeidlichen Eingang bei der Range-Filterung nehmen, liegt die Vermutung nahe, dass die Szenen aus dem Jahr 2011 auch von einer gewissen geometrischen Dekorrelation betroffen sind. Insgesamt scheint jedoch bei den Daten aus dem Jahr 2011 die Dopplerzentroid-Dekorrelation ein wichtiger Faktor für die Höhe der erzielbaren Kohärenz zu sein. Eine sinnvolle interferometrische Verarbeitung dieser Daten war leider aufgrund der schlechten Kohärenzwerte nicht möglich. Da in der vorliegenden Arbeit jedoch nur verhältnismäßig wenige Daten aus der dritten Eisphase verrechnet wurden, sind für eine abschließende Beurteilung der Verwendbarkeit von Aufnahmen aus dieser Missionsphase weitere Untersuchungen mit einem größeren Datenbestand von Nöten.

Betrachtet man nur Daten mit präzisen Orbitparametern und stabilen Flugbahnen (also Daten aus der Tandemphase und der zweiten Eisphase), so kann man erkennen, dass die für das Larsen-Testgebiet berechneten Kohärenzwerte tendenziell über den Werten für das Wordie-Testgebiet liegen. Die Schlussfolgerung zu treffen, dass hierfür vorrangig die in Kapitel 0 dargelegten generellen klimatischen Unterschiede zwischen der Ost- und der Westseite der nördlichen Antarktischen Halbinsel verantwortlich sind, ist jedoch nicht ohne Einschränkung zulässig. Auch wenn sommerliche Schmelzereignisse auf der nordwestlichen Antarktischen Halbinsel ohne Zweifel generell eine große Rolle spielen und diese sich auch auf die Kohärenz auswirken, muss in dem speziellen Fall der in dieser Arbeit verwendeten Daten auch die Struktur der abgebildeten Gebiete bei einer Beurteilung einbezogen werden. So ist der Anteil an Bildelementen, welche sich durch generell schlechte Rückstreuwerte auszeichnen, wie Wasserflächen, instabile Eismelange und schnell fließende Zuflussgletscher in den Wordie-Szenen, um einiges größer als im Bereich des Larsen-Eisschelfs. Allerdings muss auch berücksichtigt werden, dass die Ausprägung der die Kohärenz minimierenden Faktoren in den Wordie-Szenen (Beschleunigung des Gletscherflusses, Erhöhung des Anteils an Wasserfläche durch den Kollaps des Wordie-Eisschelfs) an die in diesem Gebiet stattgefundenene klimatische Entwicklung gekoppelt ist.

5.3.10 Geokodierung der Kohärenzkarten

Für die weitere Verarbeitung der Kohärenzkarten (vor Filterung und nach Filterung), z.B. im Rahmen von Oberflächenklassifikationen oder der Auskartierung von Gletscherflächen, ist es nötig, dass diese in einem geographischen Koordinatensystem abgebildet werden. Hierzu muss eine Transformation (Geokodierung, Resampling) des in Range-Doppler-Koordinaten (Radargeometrie) vorliegenden Endprodukts in das entsprechende Koordinatensystem in Kartenprojektion vorgenommen werden. In der vorliegenden Arbeit wurde eine polarstereographische Projektion mit dem Datum WGS84 gewählt. Es sei angemerkt, dass zum Zweck der Transformation nicht das eigentliche zu geokodierende Endprodukt (in dem hier geschilderten Fall die Kohärenzkarte) als Referenz verwendet wird, sondern das korrespondierende Master-SLC bzw. -MLI.

Bei der Transformation in ein geographisches Koordinatensystem sollte insbesondere in Gebieten mit hoher Reliefenergie die vorherrschende Topographie berücksichtigt werden, indem eine GTC-Geokodierung (GTC = Geocoded Terrain Corrected) durchgeführt wird, da sich ansonsten eine Lageverzerrung der Bildpunkte ergeben kann (GAMMA Remote Sensing AG 2011a). Hierzu muss die dreidimensionale Position jedes Pixels im Raum ermittelt werden, um die entsprechende Lage im geographischen System bestimmen zu können. Da bei der Abbildung in Radargeometrie die Lage eines Pixels nur zweidimensional durch die Range- und Azimut-Koordinaten erfasst wird, muss zusätzlich eine externe Höheninformation heran-

gezogen werden (Moll 2008). Hierzu wird in dieser Arbeit das in Kapitel 4.4 beschriebene RAMP-DEM in Kartenprojektion verwendet.

Bei der GCT-Geokodierung kann die Transformation zum einen auf Basis von GCP's geschehen, welche durch visuellen Vergleich des DEM mit dem jeweiligen Radarbild manuell gesetzt werden. Hierbei repräsentieren die jeweiligen GCP-Paare identische Positionen innerhalb des DEM und des Radarbilds. Da diese Methode nicht nur zeitaufwändig und fehleranfällig ist, sondern sich bei einer automatisierten Prozessierung nicht verwirklichen lässt, wurde in dieser Arbeit stattdessen auf den von Wegmüller 1999 vorgestellten Ansatz zur automatisierten GTC-Geokodierung zurückgegriffen. Hierzu kommt ein sog. Look-up-Table zum Einsatz, in welchem jedem Pixel im geographischen Koordinatensystem der entsprechende Punkt in Radargeometrie zugeordnet wird.

Die Erstellung des Look-up-Tables wurde zunächst anhand der im Parameterfile des MLI (1 x 5) gespeicherten State-Vektoren, der Aufnahmegeometrie und der Kartenprojektion unter Berücksichtigung der im DEM gespeicherten Geländehöhe vorgenommen. Hierbei wurde jedes Pixel des DEM in ein dreidimensionales kartesisches Koordinatensystem überführt und dann der Unterschied des geodätischen Datums zwischen dem des DEM-Referenzellipsoiden und dem des Referenzellipsoiden, welcher die Orbitgeometrie des Sensors beschreibt, korrigiert. Danach wurden die jeweils mit den Kartenkoordinaten übereinstimmenden Aufnahmezeitpunkte und -positionen bestimmt, um in der Folge die korrespondierenden Azimut- und Range-Koordinaten zu ermitteln. Dabei wurde auch die jeweilige Geländehöhe berücksichtigt. Neben dem jeweiligen Look-up-Table wurde so auch ein das MLI abdeckendes Subset des DEM erstellt. Da es im Falle unpräziser Orbitdaten zu geringen Geokodierungsfehlern kommen kann, besteht optional die Möglichkeit einer Verbesserung der im Look-up-Table gespeicherten Zuordnungsinformationen. Dabei wird aus dem externen DEM ein SAR-Intensitätsbild simuliert und anhand einer automatisierten Kreuzkorrelation zwischen dem simulierten SAR-Bild und dem realen SAR-Bild (MLI), ähnlich wie bei der Koregistrierung mittels Intensitätstracking (Kapitel 5.2), der nach der ersten Berechnung des Look-up-Tables noch bestehende Offset bestimmt. Danach werden die entsprechenden bilinearen Transformationspolynome erstellt, anhand derer wiederum die Daten des Look-up-Tables verfeinert werden können (Wegmüller 1999).

Eine Verbesserung des initialen Look-up-Tables anhand eines simulierten SAR-Bildes erwies sich jedoch im Falle der in dieser Arbeit verwendeten Daten als schwierig. Trotz mehrerer Versuche mit unterschiedlichen Parameterkombinationen (Fenstergröße, Offsetabschätzungen, SNR-Threshold und Oversampling-Faktor) konnte bei dem durchgeführten Tracking im Großen und Ganzen keine befriedigende Anzahl an akzeptierten Offsetabschätzungen erzielt werden. Es stellte sich sogar heraus, dass das Geokodierungsergebnis mit dem „ver-

besserten“ Look-up-Table weitaus schlechter war als das auf dem ersten „groben“ Look-up-Table basierende.

Eine mögliche Ursache für das Scheitern der verbesserten Geokodierung könnte in einer nicht ausreichenden Anzahl an erkennbaren Features bzw. einer zu geringen Detailliertheit der vorhandenen Bildelemente im jeweils simulierten SAR-Bild liegen. Hierbei spielt die vergleichsweise geringe räumliche Auflösung des RAMP-DEM eine entscheidende Rolle: Je niedriger die räumliche Auflösung des DEM ist, desto unähnlicher ist das simulierte Intensitätsbild dem MLI bzw. desto weniger detailliert werden im realen SAR-Bild enthaltene Features auch im simulierten Intensitätsbild abgebildet. Dies ist besonders problematisch in Gebieten mit starker Topographie. Abbildung 34 zeigt einen Ausschnitt des MLI und des korrespondierenden, aus dem RAMP-DEM simulierten Intensitätsbilds für einen Teil des Wor die-Testgebiets mit einem vergleichsweise stark ausgeprägten Relief. Neben der offensichtlichen, groben Auflösung des simulierten SAR-Bildes (A) fällt auf, dass im MLI (B) enthaltene, markante Oberflächenstrukturen nicht oder nur unzureichend genau wiedergegeben werden.

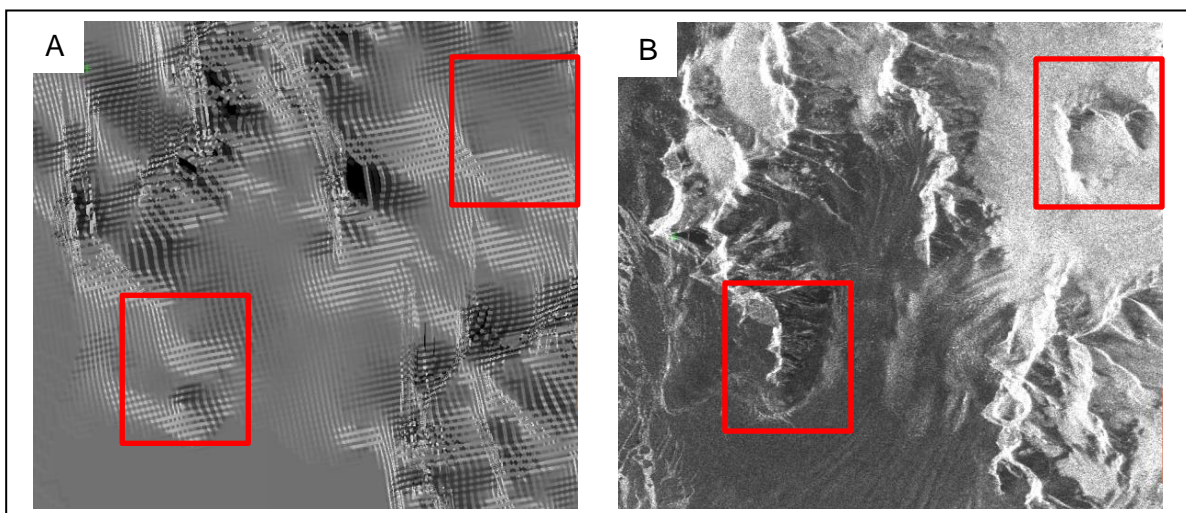


Abbildung 34: Simuliertes Intensitätsbild aus RAMP-DEM (A) und MLI (B) im Vergleich. Kritische Bereiche sind mit roten Umrandungen gekennzeichnet.

Eigene Erfahrungen aus Untersuchungen in anderen Regionen, für welche höher aufgelöste DEM zur Verfügung stehen, haben gezeigt, dass sich mit zunehmender räumlicher Auflösung des Referenz-DEM und bei ausreichender Genauigkeit der Orbitparameter auch in gebirgigem Gelände eine genaue Geokodierung selbst ohne zusätzliche Offsetbestimmung mittels eines simulierten SAR-Bildes erzielen lässt. Da eine Verbesserung des initialen Look-up-Tables nicht möglich war, sondern das Ergebnis tendenziell eher verschlechterte, wurde in der vorliegenden Arbeit auf die Anwendung dieser Technik verzichtet. Somit mussten Fehler bei der Geokodierung -insbesondere in Bereichen mit ausgeprägter Topographie- in Kauf genommen werden.

Anhand des erstellten Look-up-Tables wurden dann im Zuge des Resamplings unter Verwendung einer bikubischen Spline-Interpolation sowohl die vor als auch die nach der Filterung erstellten Kohärenzkarten von der Radargeometrie in das gewünschte geographische Koordinatensystem (polarstereographische Projektion mit dem Datum WGS84) überführt.

5.3.11 Phase-Unwrapping (Minimum Cost Flow-Algorithmus)

Nach der erfolgreichen Geokodierung der erstellten Kohärenzkarten wurde das Phase-Unwrapping für die gefilterten und um die Fläche Erde bereinigten Interferogramme vorgenommen. Hierbei wurden nur Interferogramme berücksichtigt, welche aus Bildpaaren mit einer Temporal Baseline von drei oder einem Tag generiert wurden. Wie in Kapitel 5.3.9 gezeigt wurde, war das Phasenrauschen bei den Interferogrammen aus Szenen mit größeren zeitlichen Abständen so hoch, dass ein Phase-Unwrapping hier keinen Sinn machte. Auch die Daten aus der dritten Eisphase im Jahr 2011 wiesen so schlechte Kohärenzwerte auf, dass ein Phase-Unwrapping nicht möglich war.

Das Phase-Unwrapping stellt den Schlüsselschritt bei der InSAR-Prozessierung dar. Wie bereits in Kapitel 2.2 dargelegt, liegt die topographische Phaseninformation des Interferogramms zunächst nur als Restwert im Bereich $0 - 2\pi$ vor. Ziel des Phase-Unwrapping ist es, die Phasenmehrdeutigkeiten aufzulösen, die entstehen, wenn Höhenunterschiede des Geländes die Mehrdeutigkeitshöhe $\Delta z_{2\pi}$ übersteigen, indem das korrekte ganzzahlige Vielfache an 2π -Wellenzyklen zu jeder gemessenen Phasendifferenz pixelweise hinzugefügt und somit ein durchgehender Phasenverlauf bestimmt wird.

Für das Phase-Unwrapping wurden zahlreiche, überaus komplexe Algorithmen entwickelt, die jeweils unterschiedlichen Lösungsansätzen und Annahmen folgen (z.B. Goldstein et al. 1988; Costantini 1998; Hellwich 1998; Zebker und Lu 1998; Chen und Zebker 2001; Costantini und Rosen 1999; Fornaro et al. 2005). Es muss angemerkt werden, dass bis heute noch kein Algorithmus existiert, welcher eine vollkommen zufriedenstellende Lösung des Phase-Unwrapping-Problems gewährleistet (Meyer 2004). „Streng genommen ist das Phase-Unwrapping ein nicht lösbares Unterfangen [...]. Es ist nicht möglich, definitiv zu klären, welche der vielen möglichen Unwrapped Lösungen die korrekte ist, da jeder ganzzahlige Offset genauso plausibel ist (Moll 2008).“

Allen Phase-Unwrapping-Verfahren ist gemein, dass sie, ausgehend von einem Referenzpunkt, die Phasenänderungen bzw. die Phasengradienten von einem Pixel zum nächsten bestimmen, diese integrieren und die erforderlichen ganzzahligen Zyklen an der entsprechenden Stelle einbauen. Hierbei wird unterstellt, dass unter angemessenen Bedingungen genau eine Unwrapped Lösung aus den Phasendifferenzen zwischen benachbarten Phasenwerten abgeleitet werden kann. Die Phase-Unwrapping-Algorithmen unterliegen der An-

nahme eines sich langsam und gleichmäßig ändernden Phasenfeldes, so dass die Phasenunterschiede zwischen benachbarten Pixeln Werte von $|\Delta\phi| < \pi$ (also kleiner als einen halben Phasenzyklus) aufweisen (GAMMA Remote Sensing AG 2007; Moll 2008). Wenn diese Voraussetzung gegeben ist, ist das Phase-Unwrapping weitgehend unkompliziert (Werner et al. 2002). In der Realität weisen jedoch nahezu alle Phasenfelder sog. „Phase-Jumps“, d.h. Gradienten auf, die den Wert des halben Zyklus übersteigen (Werner et al. 2002; Moll 2008; GAMMA Remote Sensing AG 2007). Hierfür gibt es drei mögliche Gründe: Phasenrauschen aufgrund von Radarschatten und verschiedener Dekorrelationsursachen (Außer im Falle der unvermeidlichen zeitlichen Dekorrelation wurde diesem Problem durch die Anwendung verschiedener Filterverfahren bei der Prozessierung versucht entgegen zu wirken.), Phase-Undersampling (steile Hangneigungen verursachen Phasengradienten $> \pi$) und Phasendiskontinuitäten (z.B. durch Layover des Radarsignals und durch diskontinuierliche Oberflächen, z.B. an Verwerfungen oder an den Grenzflächen zwischen Gletscher und anstehendem Fels) (Werner et al. 2002; GAMMA Remote Sensing AG 2007). Die Aufgabe des Phase-Unwrapping kann, einfach ausgedrückt, darauf reduziert werden, die Phase-Jumps zu identifizieren und zu umgehen (Moll 2008).

Das GAMMA Softwarepaket bietet die Möglichkeit, zwei verschiedene Phase-Unwrapping-Algorithmen zu verwenden: Den Branch-Cut-Algorithmus (Goldstein et al. 1988) und den mithilfe der Verwendung eines unregelmäßigen Dreiecksnetzes (Triangulated Irregular Network TIN) verbesserten Minimum-Cost-Flow-Algorithmus (MCF) (Costantini 1998; Costantini und Rosen 1999). Im Zuge dieser Arbeit wurde das Phase-Unwrapping mit dem verbesserten MCF durchgeführt, da dieser ein robustes Phase-Unwrapping auch im Falle isolierter Bereiche mit hoher Kohärenz, so wie es in vielen Bereichen auf der Antarktischen Halbinsel zu erwarten ist, verspricht. Der in dieser Arbeit verwendete MCF-Algorithmus basiert auf der Konstruktion eines unregelmäßigen Dreiecksnetzes aus Knoten und gerichteten Bögen mittels einer Delaunay-Triangulation (Bern und Eppstein 1995). Durch die Verwendung eines Dreiecksnetzes wird eine doppelt so große Netzwerkdichte als bei einem Rechtecknetz erreicht, was zu einer besseren Verortung von Phase-Jumps und einem genaueren Unwrapping führt. Innerhalb des Netzwerks wird ein von Quellknoten (engl. *source nodes*) zu Senkenknoten (engl. *sink nodes*) gerichteter Fluss entlang der Bögen des Netzwerks angenommen. Bezogen auf das Phase-Unwrapping können die Knoten mit Residuen assoziiert werden. Zur Erinnerung: Unter einem Residuum wird ein Punkt im Interferogramm verstanden, an dem die Summe der Phasendifferenzen zwischen Pixeln entlang eines lokal geschlossenen Pfads nicht 0 ist. Quellknoten stehen demnach für positive Residuen (> 0) und Senkenknoten für negative Residuen (< 0). Ganzzahlige Werte für den Fluss entlang der Bögen zwischen diesen Knoten sind gleichbedeutend mit Vielfachen von 2π , welche zur gemessenen Phasendifferenz hinzugefügt werden müssen. Die Unwrapped Phase wird also durch Auf-

summierung (Integration) entlang des jeweiligen Bogens zwischen zwei Knoten gebildet. Ziel des MCF-Algorithmus ist es, die optimalen Fließwege zu ermitteln, entlang denen das Phase-Unwrapping durchgeführt wird. Hierzu werden die Fließwege mit „Kosten“ belegt, welche mit den oben erläuterten Phase-Jumps assoziiert sind. Hierzu werden die Bögen des Netzwerks anhand der Kohärenz gewichtet, so dass es relativ „teuer“ ist, durch das Phase-Unwrapping einen Phase-Jump in Bereichen mit geringem Phasenrauschen zu verursachen, und „günstig“ in verrauschten Bereichen.

Das Phase-Unwrapping wurde in vier Teilschritten vollzogen. Zunächst wurde anhand der auf dem gefilterten Interferogramm basierenden Kohärenzkarte (Kapitel 5.3.8) eine Kohärenzmaske erstellt, durch welche Bereiche mit Kohärenzwerten unterhalb eines bestimmten Schwellenwerts ausmaskiert und vom Phase-Unwrapping ausgeschlossen werden (Abbildung 35).

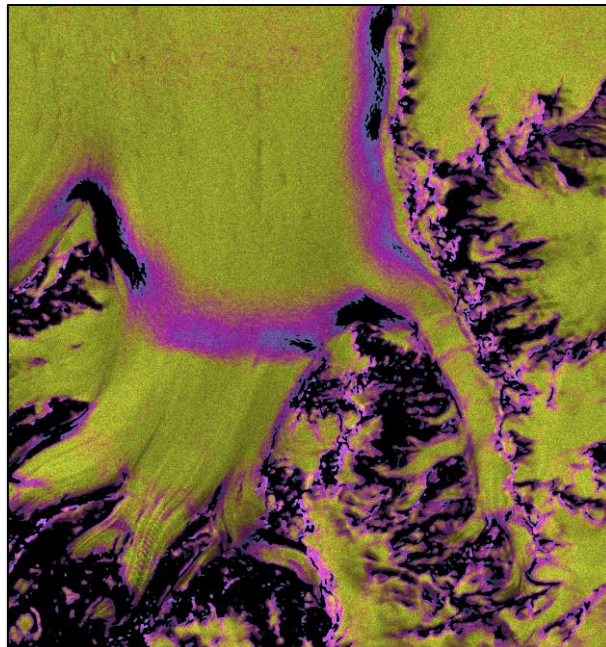


Abbildung 35: Ausschnitt der für die Tandemdaten vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 (Larsen-Testgebiet) erstellten Kohärenzmaske in Radargeometrie. Schwarze Bereiche mit Kohärenzwerten unterhalb des Thresholds wurden beim Phase-Unwrapping nicht berücksichtigt.

Nach der Maskenerstellung wurde mithilfe des MCF-Algorithmus ein Phase-Unwrapping des gefilterten Interferogramms durchgeführt. Als Startpunkt für die Berechnungen sollte ein Pixel in einem größeren, vergleichsweise flachen und stabilen Bildbereich mit hoher Kohärenz gewählt werden. Dieser Punkt dient als Phasenreferenzpunkt für das Phase-Unwrapping, was bedeutet, dass die ausgewickelten Phasenwerte relativ zu diesem Punkt berechnet werden. Die Wahl eines guten Phasenreferenzpunktes kann entscheidend für den Erfolg des Phase-Unwrappings sein. Im Falle dieser Arbeit fiel die Auswahl eines solchen Punktes insbesondere für das Wordie-Testgebiet aufgrund seiner hohen Anteile an gebirgigem Relief, Gletschern und Wasserflächen nicht leicht. Generell erforderte eine sinnvolle Auswahl zum

jetzigen Stand noch eine genaue Analyse durch den Nutzer und konnte folglich nur schwerlich durch einen automatisierten Auswahlprozess geschehen. In Hinblick auf die vollkommene automatisierte Reprozessierung des ERS-Datenbestands für die gesamte Antarktische Halbinsel stellt sich die Frage, wie diesem Problem begegnet werden soll. Denkbar wäre z.B. die Erstellung einer die Antarktische Halbinsel abdeckenden Karte, in welcher durch vorherige Analyse festgelegte, mögliche geokodierte Phasenreferenzpunkte enthalten sind. Wird diese Karte dann in Radargeometrie überführt und über das dem Phase-Unwrapping zu unterziehende Interferogramm (im besten Fall ein langer Streifen) gelegt, könnte die genaue Lage des Punktes innerhalb des Interferogramms bestimmt werden. Hierbei ist jedoch zu gewährleisten, dass sich die Lage mindestens eines Referenzpunktes mit dem Interferogramm überschneidet. Fraglich ist jedoch, ob dieser Ansatz mit einem vertretbaren Aufwand für ein solch großes Gebiet (auch wenn die Daten in langen Streifen prozessiert werden) zu bewältigen ist. Ein anderer möglicher Lösungsansatz könnte darin bestehen, doch eine automatisierte Auswahl des Phasenreferenzpunktes anzustreben. Hierzu könnten Kohärenzkarten, ein Referenz-DEM und mittels Tracking erstellte Bewegungskarten herangezogen werden, um durch Verschneidung der in ihnen enthaltenen Informationen Punkte mit den Eigenschaften „hohe Kohärenz“, „geringe Hangneigung“ und „keine Bewegung“ zu bestimmen und daraufhin ihre Lage innerhalb des Interferogramms zu ermitteln. Hierbei müsste allerdings gewährleistet werden, dass es sich bei den ermittelten Punkten um Repräsentanten größerer zusammenhängender, stabiler Flächen handelt und nicht um verstreute, kleinst-räumige Einzelercheinungen.

Nach dem eigentlichen Phase-Unwrapping anhand des MCF-Algorithmus wurden die Bereiche des Interferogramms, in denen das Phase-Unwrapping bedingt durch die Maskierung mittels Kohärenzmaske nicht durchgeführt wurde, mit gewichteten interpolierten Werten gefüllt. Die Phasenwerte des Interferogramms liegen danach mit einer Genauigkeit von $(-\pi, \pi)$ im Bereich der tatsächlichen Werte für die „ausgepackte“ Phasendifferenz. Die nach dem Interpolationsschritt vorliegenden Werte wurden dann im letzten Schritt des Phase-Unwrapping dazu genutzt, um ein Modell zu generieren, anhand dessen das Phase-Unwrapping für das komplexwertige gefilterte Interferogramm neu berechnet wurde. Abbildung 36 zeigt als Ergebnis aus diesem letzten Berechnungsschritt das gefilterte Interferogramm nach dem Phase-Unwrapping. Es ist zu erkennen, dass nicht alle vom Phase-Unwrapping ausgeschlossenen Bereiche durch eine Interpolation rekonstruiert werden konnten. Durch individuelle Anpassung der Interpolationsparameter kann hier jedoch eventuell eine Verbesserung des Ergebnisses erzielt werden. Das Interferogramm enthält neben eventuellen Phasenbestandteilen, die atmosphärischen Einflüssen und Fehlern bei der Bestimmung der Baseline zugeordnet werden können, sowohl den Phasenbeitrag der Topographie als auch der Bewegung. Eine Extraktion der Bewegungsinformation könnte, wie in Kapitel

2.3 beschrieben, mithilfe der DInSAR-Technik geschehen. Hierbei könnte ein lediglich die topographische Phaseninformation enthaltendes doppelt differenziertes Interferogramm, dessen Erstellung in dem nachfolgenden Kapitel vorgestellt wird, oder ein aus einem externen DEM simuliertes Interferogramm von dem hier generierten unwrapped Interferogramm abgezogen werden.

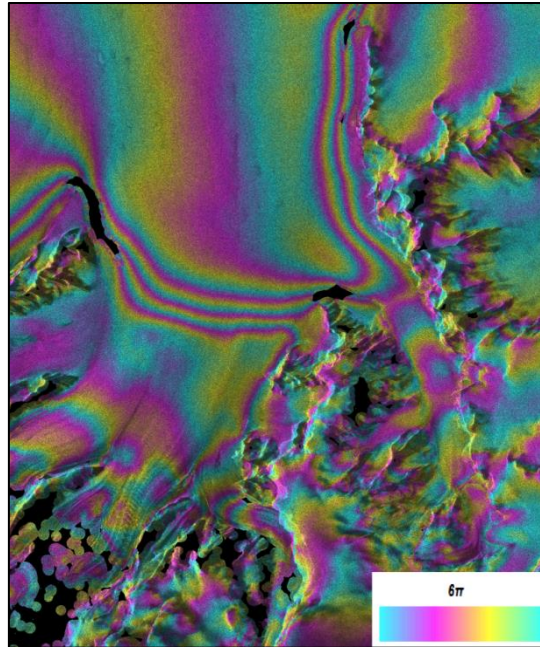


Abbildung 36: Ausschnitt des Unwrapped Interferogramms aus den Tandemdaten vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 für das Larsen-Testgebiet in Radargeometrie mit der Rückstreuintensität (5x1 Multilook) im Hintergrund. Ein Farbzyklus gibt einen Phasenunterschied von ca. 6π bzw. ca. 18 Radiant an, $|B_{\eta}| = 143$ m.

5.4 Erstellung der doppelt differenzierten Interferogramme und Bestimmung der Grounding Line

In Kapitel 2.3 wurde bereits ausführlich auf die verschiedenen Möglichkeiten und Methoden der differenziellen Radargeometrie eingegangen. Je nach Anzahl der verwendeten SAR-Szenen wird zwischen der differentiellen 2-Pass, 3-Pass oder 4-Pass-Interferometrie unterschieden. Das der DInSAR-Prozessierung zugrundeliegende Prinzip ist dabei aber immer das gleiche: Von einem Interferogramm wird eine auf Basis eines anderen Interferogramms erzeugte Phaseninformation abgezogen, um entweder nur die in dem ersten Interferogramm enthaltene, mit einer Oberflächenbewegung in Verbindung stehende Phasendifferenz oder eine rein mit der Topographie in Verbindung stehende Phaseninformation zu erhalten. Somit muss zur Bestimmung von Oberflächenbewegungen mittels DInSAR von dem ersten Interferogramm eine reine topographische Phase abgezogen werden (simuliert aus einem externen DEM oder erzeugt aus einem rein topographischen Interferogramm). Diese Berechnung erfordert eine Skalierung der beiden Baselines. Für die Gewinnung einer topographischen Phaseninformation werden hingegen zwei Interferogramme voneinander abgezogen, die

beide eine (so die Annahme) gleichförmige Bewegungsinformation enthalten. Durch Subtraktion der beiden Phaseninformationen wird die bewegungsinduzierte Phase aus dem ersten Interferogramm entfernt und man erhält ein sog. doppelt differenziertes Interferogramm mit rein topographischer Phaseninformation. Im Gegensatz zur Ermittlung der Bewegung mittels DInSAR wird dabei keine Skalierung der Baseline vorgenommen. Da jedoch bei Interferogrammen, welche über Gebieten mit Schelfeis-speisenden Gletschern aufgenommen wurden, neben der (mehr oder weniger) uniformen horizontalen Fließbewegung auch unterschiedliche Tidenbewegungen des Schelfeises in der Phaseninformation enthalten sind, bleibt letzteres Signal in dem resultierenden „rein“ topographischen Interferogramm erhalten. Diese Information kann dazu genutzt werden, um die Grounding Line, also den Übergangsbereich vom Festland zum Schelfeis zu lokalisieren. Wie bereits in Kapitel 1 erläutert wurde, stellt die Lage der Grounding Line eine wichtige Information bei der Massenbilanzrechnung von Schelfeis-speisenden Gletschern mittels Fluxgate-Approach dar, da diese i.d.R. das „gate“ definiert, an welchem der Massendurchfluss bestimmt wird. Darüber hinaus spielt die Lage der Grounding Line selbst eine entscheidende Rolle für die Massenbilanz der Gletscher auf der Antarktischen Halbinsel. So können Veränderungen der Grounding Line Rückkopplungseffekte mit der Massenbilanz der Gletscher und der Stabilität von Eisschelfen haben (s.u.). Auch ist die durch Zeitreihenanalysen bestimmte Veränderung der Position der Grounding Line ein sensibler Indikator für Veränderungen von Gletschern: Veränderungen der Eisdicke im Meterbereich können zu Verschiebungen der Grounding Line in Größenordnungen von mehreren 100 m zur Folge haben (Rignot et al. 2011a).

Bevor im Folgenden die Prozessierung der doppelt differenzierten Interferogramme und die Ergebnisse bezüglich der Positionsbestimmung der Grounding Line präsentiert werden, soll zum besseren Verständnis zunächst noch einmal genauer auf die Grounding Line, ihre Darstellung in doppelt differenzierten Interferogrammen sowie ihre Bedeutung für die Berechnung von Massenbilanzen und für die Stabilität von Eisschelfen eingegangen werden.

5.4.1 Zur Bedeutung der Grounding Line

Die Grounding Line ist definiert als die Grenze zwischen dem Teil eines Schelfeis-speisenden Gletschers, welcher auf festem Untergrund aufliegt, und dem Teil, bei dem das Eis auf dem Meer aufschwimmt (Rignot et al. 2011a). Diese Linie, deren Position in Abbildung 37 mit „G“ gekennzeichnet ist, befindet sich innerhalb der sog. „Grounding Zone“. Die Grounding Zone umfasst den Bereich zwischen der Grenze, an der das auf dem Untergrund aufliegende Eis keine vertikale Bewegung mehr aufgrund des Tidenhubs erfährt (Hinge Line, in Abbildung 37 durch die Position „F“ markiert), und der Grenze zu dem sich im hydrostatischen Gleichgewicht mit dem Ozean befindenden Schelfeis bzw. der seewärts gerichteten Grenze der Eisbiegung (Flexur) aufgrund vertikaler Tidenbewegungen (in Abbildung 37 ist

diese mit „H“ angegeben) (Fricker et al. 2009). Die Grounding Zone ist in Abbildung 37 (B) klar als Gürtel eng beieinander liegender Fringes zu erkennen, welcher sich gegenüber den übrigen, rein auf der Topographie basierenden Fringes absetzt.

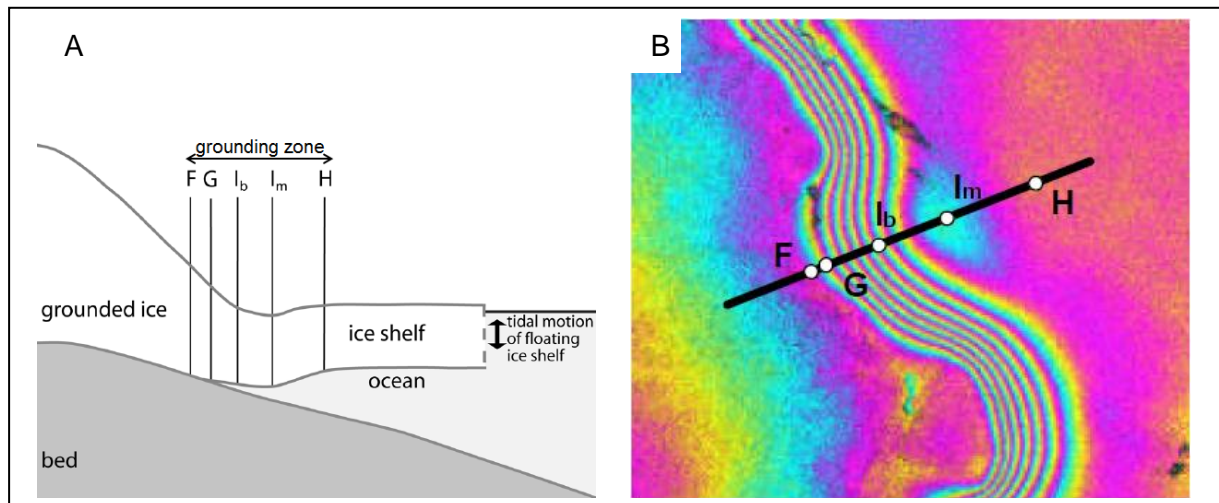


Abbildung 37: Schematische Darstellung der Grounding Zone (A) (Fricker et al. 2009) und idealtypisches doppelt differenziertes Interferogramm im Bereich der Grounding Zone (B) (Moll 2008)

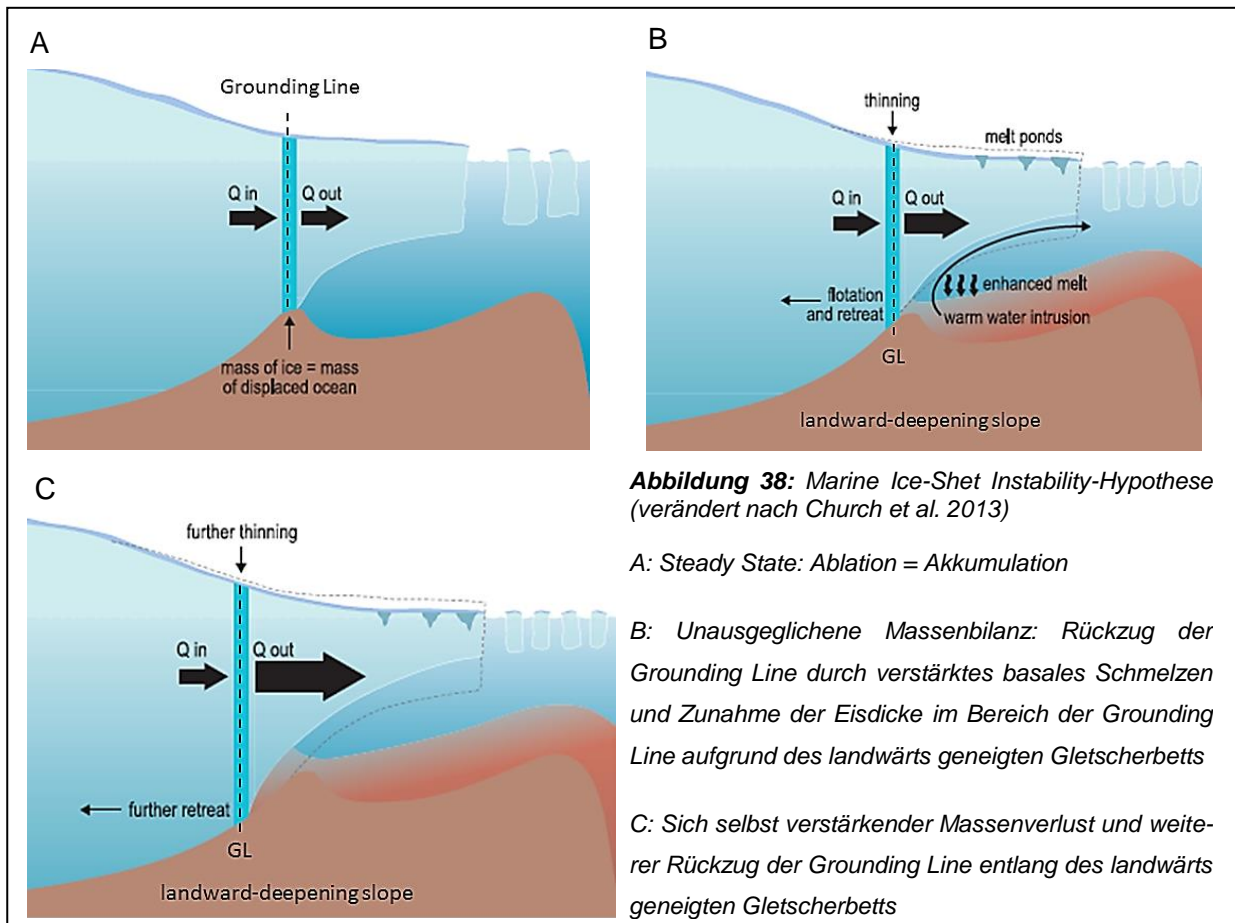
Es muss an dieser Stelle erwähnt werden, dass die direkte exakte Ableitung der Lage der Grounding Line aus dem doppelt differenzierten Interferogramm nicht möglich ist. Die festlandseitige Begrenzung des Fringe-Bands der Grounding Zone repräsentiert die Hinge Line. Diese wird anhand der aus doppelt differenzierten Interferogrammen abgeleiteten Parameter in der Regel bestimmt (Moll 2008; Fricker et al. 2009) und als sog. „Interferometrische Grounding Line“ ausgewiesen (Metzig et al. 2000).

Gebiete jenseits von H erfahren die gleiche Auslenkung, diese ist jedoch wegen räumlich gleichbleibender vertikaler Änderung nicht im Interferogramm zu erkennen. Innerhalb der Grounding Zone kommt es hingegen zu einer Flexur des Eises aufgrund von Tidenänderungen. Die vertikalen Änderungen, welche zwischen der Hinge Line F und der Grounding Line G stattfinden, obwohl hier das Eis nicht aufschwimmt, basieren auf elastischen Deformationen, welche auf das Einwirken des Tideneffektes auf das Schelfeis in seewärtiger Richtung zurückzuführen sind (Moll 2008). Dieser Bereich zwischen F und G ist ca. 500 m bis 1000 m breit (Rignot et al. 2011a). Punkt I_b („Break in Slope“) markiert den Übergang von einem für den Kantenbereich des auf dem Untergrund aufliegenden Eises häufig vorherrschenden starken Oberflächengefälle hin zu einem schwächeren Oberflächengefälle, welches typisch für aufschwimmendes Eis ist. I_m stellt das lokale Höhenminimum des Eises dar und wird auch als Inflexionspunkt bezeichnet. Hier wird das Eis durch den longitudinalen Stress aufgrund der tidenbedingten Eisdeformation unter das hydrostatische Level gedrückt. Die genaue Ausdehnung der Grounding Zone sowie die exakten Abstände zwischen F, G, H, I_b und I_m sind abhängig von der lokalen Eismächtigkeit, den physikalischen Eigenschaften des Ei-

ses sowie von der vorherrschenden Topographie und den Eigenschaften des festen Untergrunds (Fricker und Padman 2006; Fricker et al. 2009).

Wie bereits in Kapitel 1 angesprochen, ist die Lage der Grounding Line ein wichtiger Parameter bei der Bestimmung von Massenbilanzen mittels der Fluxgate-Methode. Hier wird im Falle von Schelfeis-speisenden Gletschern in der Regel die Schnittlinie (das „gate“) gezogen, an welcher der Massendurchfluss des betrachteten Gletschers bestimmt wird. Ein Massenfluss, welcher seewärts der Grounding Line berechnet wird, ist um bis zu 100 % geringer als landwärts der Grounding Line und kann zu der irrtümlichen Annahme positiver Massenbilanzen führen. Die Grounding Line wird vor allem auch deshalb als Ort für Massendurchflussberechnungen herangezogen, da sich das Eis in dem Bereich der Grounding Zone zum ersten Mal im hydrostatischen Gleichgewicht mit dem Ozean befindet, so dass hier die Eismächtigkeit als weiterer wichtiger Parameter bei der Massenbilanzbestimmung anhand der Höhenwerte eines DEM berechnet werden kann (Rignot et al. 2011a).

Die Grounding Line ist jedoch nicht nur ein wichtiger Parameter, der für die Berechnung von Massenbilanzen herangezogen wird, sondern ihre Lage ist selber ein wichtiger Faktor für die Massenbilanz der Gletscher und für die Stabilität des Schelfeises. An der Grounding Line erfahren die Eisschelfe die größten Raten an basalem Schmelzen (Rignot und Jacobs 2002; Rignot et al. 2011a). Dieses wird vor allem durch auftreibendes warmes Tiefenwasser (Circumpolar Deep Water = CPD) verursacht, welches in den Bereich der Grounding Line gelangt. So konnten z.B. Walker et al. (2007) zeigen, dass das basale Schmelzen aufgrund des aufsteigenden CDW hauptverantwortlich für den Rückzug der Grounding Line, einem Massenverlust und einer Beschleunigung der Gletscher in der Amundsen-Region ist. Dabei ist ein Rückkopplungseffekt entscheidend, welcher in der Literatur als „Marine Ice-Shet Instability-Hypothese“ beschrieben wird (Abbildung 38). Hierbei wird davon ausgegangen, dass die Eisdicke im Bereich der Grounding Line die Höhe des Massenflusses zum Eisschelf determiniert. Kommt es für den Fall eines landeinwärts geneigten Gletscherbetts zu einem Rückzug der Grounding Line durch verstärktes basales Schmelzen, nimmt die Eisdicke im Bereich der Grounding Line zwangsläufig zu und der hier stattfindende Massendurchfluss wird gesteigert. Dies hat einen positiven Rückkopplungseffekt zur Folge: Der gesteigerte Massenverlust des Gletschers führt zu einem weiteren Rückzug der Grounding Line und damit zu einem noch größeren Massenverlust. Dieser Massenverlust wird zudem dadurch verstärkt, dass aufgrund des Abschmelzens des Eisschelfs der Widerstand für den Eisfluss immer geringer wird und somit die Fließgeschwindigkeit zunimmt. Der beschriebene Rückkopplungsprozess besteht entweder bis zur vollkommenen Desintegration des Eisschelfs (Kapitel 0) oder bis die Grounding Line ein seewärts geneigtes Gletscherbett erreicht, an dem sich der Rückkopplungseffekt umkehrt bzw. stabilisiert (Schoof 2007; Church et al. 2013).



5.4.2 Prozessierung der doppelt differenzierten Interferogramme

Aufgrund der schlechten Kohärenzwerte von Interferogrammen mit größerer Temporal Base-line wurde nur für Interferogrammpaare, die mit 1- oder 3-Tage Wiederkehrzeiten erstellt wurden, versucht, ein doppelt differenziertes Interferogramm zwecks der Bestimmung der Grounding Line zu berechnen. Die Vorgehensweise entspricht dem in Kapitel 2.3 geschilderten Verfahren der differentiellen Interferometrie zur Erstellung eines rein topographischen Interferogramms unter Annahme uniformer Bewegung in beiden Interferogrammen nach Kwok und Fahnestock (1996) bzw. Jezek et al. (2009), wobei in der vorliegenden Arbeit auf die 4-Pass-DInSAR-Methode zurückgegriffen wurde.

Einen Überblick über die durchgeführten Prozessierungsschritte gibt der Workflow in Abbildung 39:



Abbildung 39: Übersicht (Workflow) über die durchgeführten Prozessierungsschritte bei der Erstellung der doppelt differenzierten Interferogramme

Den Input für die Berechnung bildeten jeweils zwei der in Kapitel 5.3.8 erstellten, gefilterten und um die Fläche Erde bereinigten Interferogramme. Hierbei wurde sichergestellt, dass nur Interferogramme für die Prozessierung ausgewählt wurden, welche die gleiche Temporal Baseline aufwiesen, um die vermeintliche Uniformität horizontaler Gletscherbewegungen in beiden Interferogrammen zu gewährleisten. In einem ersten Schritt wurde ein für beide Interferogramme gültiges Parameter-File erstellt, welches für die Koregistrierung beider Interferogramme, das Resampling und den eigentlichen Schritt der Subtraktion der Interferogramme benötigt wird. Diese Parameter-Datei enthält die Geometrieinformationen beider Interferogramme (Anzahl der Spalten und Zeilen) sowie ihre räumliche Auflösung. Ferner werden in der erstellten Datei die Variablen für die Feinregistrierung der beiden Interferogramme anhand ihrer jeweiligen Master-MLI's (1 x 5 Multilook, siehe Kapitel 5.3.4) festgelegt. Hierbei wurde eine Suchfenstergröße von 256 Pixeln in Range und in Azimut, eine Anzahl von 32 x 32 Offsetbestimmungen sowie ein SNR-Threshold von 7.0 gewählt.

Eine erste globale Offsetbestimmung (Grobregistrierung) in Range und Azimut zwischen den beiden MLI's wurde, dem in Kapitel 5.2.1 ausführlich beschriebenen Verfahren gemäß, anhand eines initialen Intensitätstrackings mit einem in diesem Fall 1024 x 1024 großen, zentral über dem ersten MLI positionierten Subset des zweiten MLI durchgeführt. Für diese Ope-

ration wurde der SNR-Threshold wieder auf 7.0 gesetzt. Die Feinregistrierung der beiden MLI's wurde nach dem in Kapitel 5.2.2 eingehend geschilderten Vorgehen vollzogen, wobei hierzu die oben genannten, in dem Parameter-File gespeicherten Variablen zuzüglich eines Oversampling-Faktors von 2 verwendet wurden. Die so ermittelten lokalen Offsets in Range und Azimut wurden in einem binären Datenfile im fcomplex-Format als Gleitkommazahl-Paare gespeichert und dann dazu herangezogen, um, ähnlich dem in Kapitel 5.2.4 vorgestellten Verfahren, biquadratische Transformationsgleichungen für das Resampling des zweiten Interferogramms zu erstellen. Nach dem erfolgreichen Resampling (Kapitel 5.3.3) anhand der Transformationspolynome mittels einer bikubischen Spline-Interpolation lagen beide Input-Interferogramme in der gleichen Geometrie vor. Somit konnte durch Subtraktion der Phaseninformation des zweiten Interferogramms vom ersten Interferogramm ein doppelt differenziertes Interferogramm erzeugt werden, welches nur die topographische Phaseninformation sowie die nicht uniforme Bewegung insbesondere aufgrund des Tidenhubs in der Grounding Zone enthält. Danach wurde das noch nicht um die Phasenmehrdeutigkeit bereinigte doppelt differenzierte Interferogramm nach der in Kapitel 5.3.8 vorgestellten Methoden von Goldstein und Werner (1998) gefiltert (Hier wurde ein stärkerer Filter mit $\alpha = 0.7$ eingesetzt.) und seine Kohärenz bestimmt. Dieses noch nicht um die Phasenmehrdeutigkeit bereinigte, gefilterte doppelt differenzierte Interferogramm wurde für die Bestimmung der Lage der Grounding Line herangezogen, da durch ein anschließendes Phase-Unwrapping die Fringe-Dichte in der Grounding Zone „verwässert“ werden kann.

Um jedoch auch die Verwendung des doppelt differenzierten Interferogramms zur Erstellung digitaler Höhenmodelle ermöglichen zu können, wurde die Prozessierungskette so gestaltet, dass ein sich an die Differenzierung der Interferogramme anschließendes Phase-Unwrapping durchgeführt werden konnte. In diesem letzten Schritt wurde das gefilterte differentielle Interferogramm, wie in Kapitel 5.3.11 beschrieben, mit dem MCF-Algorithmus um die Phasenmehrdeutigkeit bereinigt und als zum Phasenreferenzpunkt relative Unwrapped Phasenwerte in Radiant gespeichert. Unter Einbezug eines externen Referenz-DEM oder Laser-Altimeterdaten mit bekannten Höhenwerten könnte dieses Interferogramm in eine absolute Höhenkarte (DEM) überführt werden. Hierzu müsste jedoch die in dem Interferogramm noch enthaltene Bewegung in der Grounding Zone mittels eines Tiden-Modells herausgerechnet werden. Ferner wäre es möglich, das doppelt differenzierte Interferogramm als Grundlage zu nutzen, um wie in Kapitel 2.3 dargelegt, mittels DInSAR die Bewegungsinformation aus einem Interferogramm zu extrahieren. In dieser Arbeit wurden die erstellten (unwrapped) doppelt differenzierten Interferogramme jedoch nicht weiterverarbeitet. Es wurden lediglich noch nicht um die Phasenmehrdeutigkeit bereinigte doppelt differenzierte Interferogramme für die Bestimmung der Grounding Line herangezogen. Dazu wurde das jeweilige

doppelt differenzierte Interferogramm (genauso wie die unwrapped doppelt differenzierten Interferogramme) analog zu dem in Kapitel 5.3.10 beschriebenen Vorgehen geokodiert.

Abbildung 40 zeigt die zur Bestimmung der Grounding Line erstellten, gefilterten doppelt differenzierten Interferogramme für die Tandem-Bildpaare 23.11.1995-24.11.1995 (Larsen-Testgebiet, A) mit $|B_{eq}| = 55$ m und 27.10.1995-28.10.1995 (Wordie-Testgebiet, B) mit $|B_{eq}| = 126$ m in Radargeometrie mit dem Master-MLI (1x5 Multilook) im Hintergrund. Eine Grounding Zone bzw. ein charakteristischer Fringe-Belt ist für das Wordie-Testgebiet nicht zu erkennen. Vielmehr zeigt sich eine von den umliegenden Gletschern gespeiste Eismelan-ge, deren starke, nicht uniforme horizontale Bewegungen durch eng beieinander liegende, quasi parallele Fringes repräsentiert werden. Das doppelt differenzierte Interferogramm für das Larsen-Eisschelf lässt zwar dichter beieinander liegende Fringes im Bereich der Grounding Zone erkennen, jedoch sind diese bei weitem nicht so deutlich ausgeprägt wie in dem in Abbildung 27 gezeigten einzelnen Interferogramm.

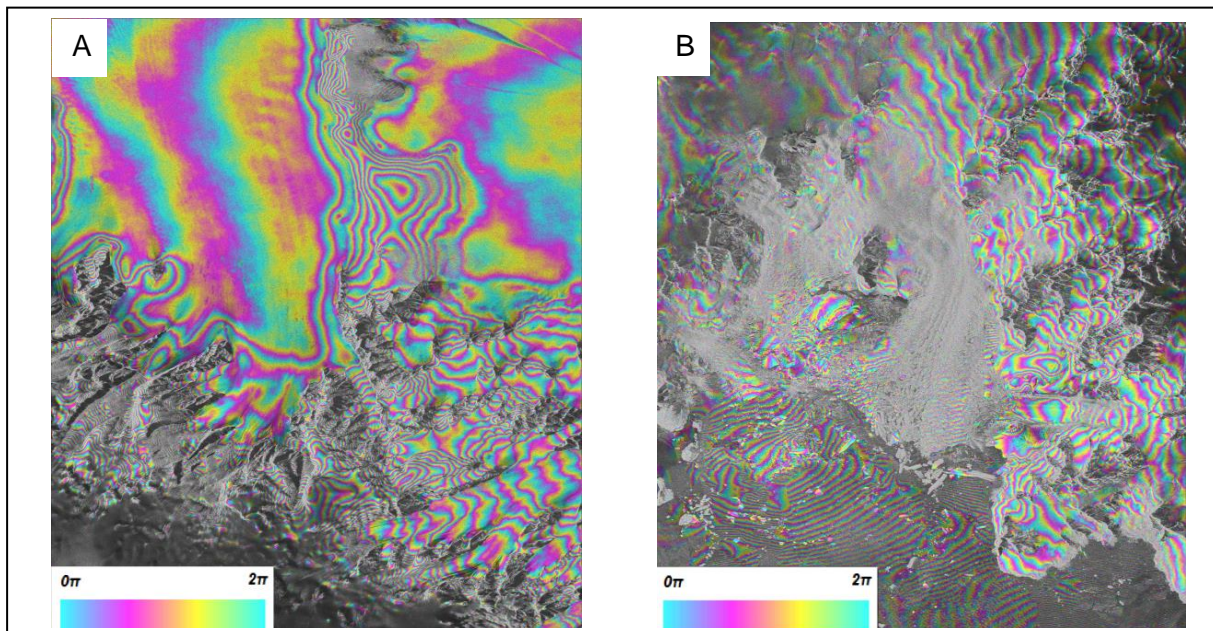


Abbildung 40: Doppelt differenzierte (wrapped) Interferogramme aus den Tandem-Interferogrammen 23.11.1995-24.11.1995 und 26.02.1996-27.02.1996 (Larsen-Testgebiet, A, $|B_{eq}| = 55$ m) sowie 27.10.1995-28.10.1995 und 09.02.1996-10.02.1996 (Wordie-Testgebiet, B, $|B_{eq}| = 126$ m) in Radargeometrie mit dem Master-MLI (1x5 Multilook) im Hintergrund. Ein Fringe entspricht einem 2π -Phasenzyklus.

Nicht jedes doppelt differenzierte Interferogramm ist für die Auskartierung der Grounding Line geeignet. Ihre Verwendbarkeit ist von mehreren Faktoren abhängig. So kann mit kürzeren Baselines eine genauere Positionsbestimmung erreicht werden. Ferner führen größere Unterschiede bei den während der Aufnahmezeiträume der verwendeten Interferogramme stattgefundenen Tidenbewegungen zu einer stärkeren Ausprägung des charakteristischen Fringe Belts im doppelt differenzierten Interferogramm. Nicht zuletzt ist aber vor allem die bei den zur Differenzbildung verwendeten Interferogrammen erzielte Kohärenz im Bereich der

Grounding Zone entscheidend (Rignot et al. 2011a). Diese war bei den in dieser Arbeit verwendeten Aufnahmepaaren bereits bei Temporal Baselines von drei Tagen so gering, dass der Bereich der Grounding Zone komplett verrauscht war. Es konnte festgestellt werden, dass sich wenn überhaupt nur Daten aus der Tandemphase für die doppelte Differenzierung eigneten. Da sich aus den genannten Umständen starke Limitierungen der ERS-Daten bei Lageermittlung der Grounding Line mittels doppelt differenzierter Interferogramme ergeben, stellt sich die Frage nach möglichen alternativen Bestimmungsmethoden.

Wie in Kapitel 5.3.6 (Abbildung 27) gezeigt wurde, lässt sich die Grounding Zone häufig auch deutlich in einzelnen Interferogrammen erkennen. Liefert die DInSAR-Methode keine Ergebnisse, welche in befriedigender Weise zur Positionsbestimmung der Grounding Line geeignet sind, so besteht die Möglichkeit, in Ausnahmefällen auch diese einzelnen Interferogramme oder einzelne, nur die Bewegungsinformation enthaltene Interferogramme (Metzig et al. 2000) zur Grounding Line-Detektion heranzuziehen. Hierbei wird die Annahme getroffen, dass der sich klar von der Umgebung abgegrenzte enge Fringe Belt vorrangig durch Tiden-deformationen hervorgerufen wird (Metzig et al. 2000). Dieser Ansatz ist jedoch nur im Falle geringer longitudinaler Spannungen praktikabel, wenn die horizontalen Eis-Deformationen im Vergleich zu den vertikalen Deformationsraten aufgrund des Tidenhubs vernachlässigt werden können. Anderenfalls kann dieser Ansatz zu fehlerhaften Ergebnissen führen (Rignot et al. 2011a). Eine weitere Informationsquelle, welche zur Bestimmung der Grounding Zone bzw. einer Ableitung der Lage der Grounding Line im Falle schlechter Ergebnisse der DInSAR-Technik herangezogen werden kann, sind Kohärenzkarten (Gray et al. 2002). Wie bereits in Kapitel 5.3.7 (Abbildung 28) und Kapitel 5.3.8 (Abbildung 30) gezeigt wurde, zeichnet sich die Grounding Zone durch niedrige Kohärenzwerte aus, da sich hier die Phasenwerte schnell ändern. Für diese Bestimmungsmethode gelten jedoch die gleichen Einschränkungen wie bei der Verwendung einzelner Interferogramme (Rignot et al. 2011a).

Da das in Abbildung 40 gezeigte doppelt differenzierte Interferogramm leider nur bedingt zur Bestimmung der Grounding Line im Bereich des Larsen-Testgebiets geeignet war, wurde in dieser Arbeit das in Kapitel 5.3.6 (Abbildung 27) vorgestellte einzelne, um die Fläche Erde bereinigte Interferogramm zur Bestimmung der Grounding Line herangezogen. Hierzu wurde das Interferogramm zunächst nachträglich mithilfe des RAMP-DEM geokodiert (Eine automatische Geokodierung einzelner Interferogramme war in der Prozessierungskette bis dahin nicht vorgesehen.). Da das Geokodierungsergebnis allerdings aus den in Kapitel 5.3.10 genannten Gründen in einigen Bildbereichen zu ungenau für eine verlässliche Positionsbestimmung der interferometrischen Grounding Line war, wurde zusätzlich eine händische Geokodierung mittels Referenzpunkten durchgeführt. Abbildung 41 zeigt den aus dem Interferogramm bestimmten Verlauf der Grounding Line im Vergleich zur MOA-Grounding Line (Scambos et al. 2007). Die Lage der MOA-Grounding Line wurde manuell auf Basis opti-

scher MODIS-Daten aus dem Zeitraum vom 01.11.2008 bis zum 16.12.2009 bestimmt. Während die Grounding Line-Positionen um die Churchill Halbinsel herum im Wesentlichen deckungsgleich sind, liegt die mittels Interferometrie bestimmte Grounding Line für das Jahr 1995 im Bereich der Zuflussgletscher des Cabinet Inlet bis zu 19 km weiter in Richtung Schelfeis. Mögliche Fehler bei der Grounding Line-Bestimmung mittels der hier angewendeten InSAR-Methode können sich insbesondere aus der händischen Auskartierung, Ungenauigkeiten bei der Geokodierung, der Verwendung des einzelnen Interferogramms anstatt des doppelt differenzierten Interferogramms und der InSAR-Methode an sich ergeben.

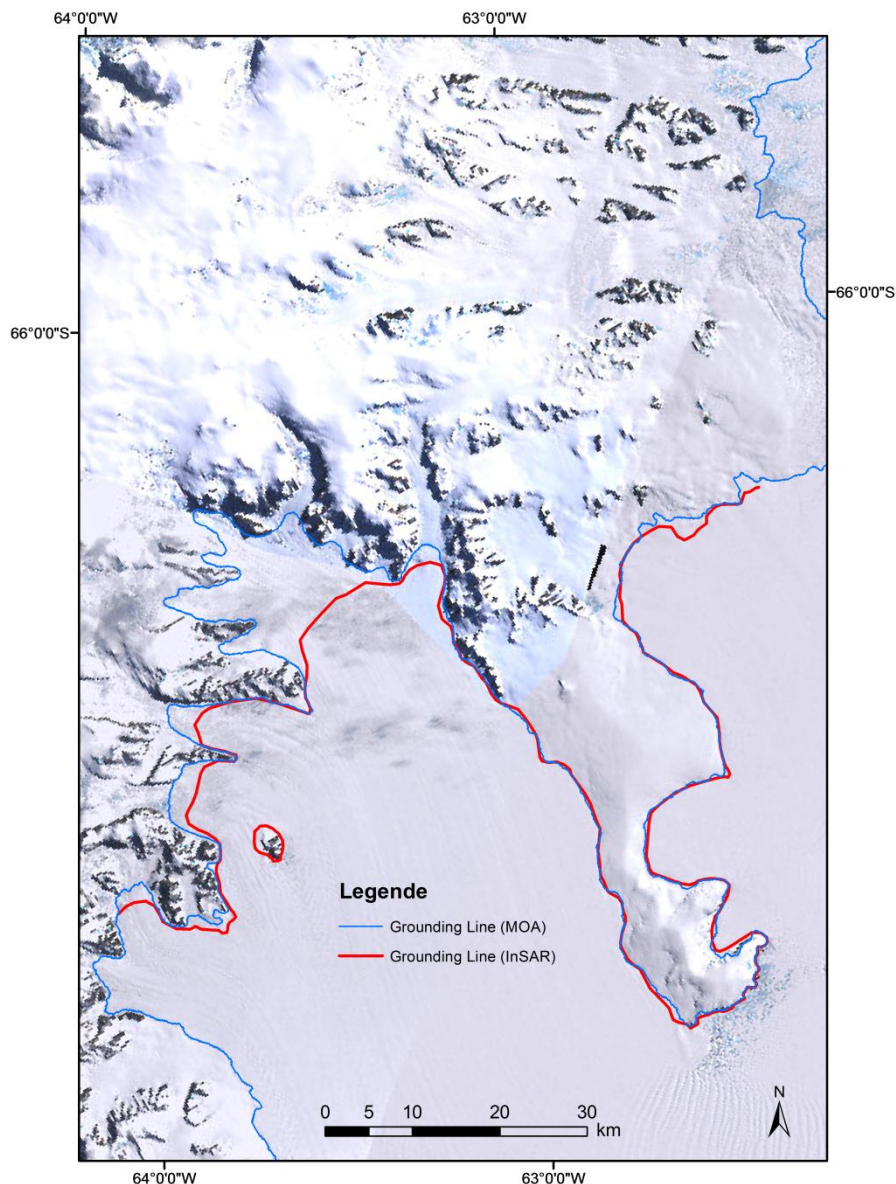


Abbildung 41: Vergleich der anhand des um die Fläche Erde bereinigten Interferogramms aus den Tandemdaten vom 13.11.1995 und vom 14.11.1995 ermittelten Lage der Grounding Line im Bereich der Churchill Halbinsel (Larsen C-Eisschelf) mit der MOA-Grounding Line (Scambos et al. 2007). Datengrundlage: USGS Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA), Datum: WGS 84, Projektion: polarstereographisch

5.5 Erstellung der Fließgeschwindigkeitskartierungen mittels Offset-Tracking

Bereits in Kapitel 2.4 wurde die Anwendung von unterschiedlichen Offset-Tracking-Methoden zur Kartierung von Gletscherfließgeschwindigkeiten ausführlich dargelegt. Es wurden zwei grundlegende Verfahren vorgestellt: Das Intensitäts- und das Kohärenztracking. Während sich mithilfe des Kohärenztrackings Offsets anhand der Bestimmung von maximalen Kreuzkorrelationswerten bei der Kohärenz ermitteln lassen, basiert das Intensitätstracking auf der Verortung maximaler Korrelationswerte bei den Amplitudenwerten. Es konnte festgestellt werden, dass die Tracking-Methoden zwar eine geringere Genauigkeit als das in Kapitel 2.3 dargestellte DInSAR-Verfahren aufweisen, jedoch auch, dass diese den Vorteil bieten, dass sich mit ihnen direkt Bewegungen sowohl in Azimut als auch in Slant-Range bestimmen lassen. Das Intensitätstracking ist im Gegensatz zum Kohärenztracking und der differenziellen Interferometrie zudem weitgehend unabhängig von der Kohärenz, erfordert jedoch mindestens das Vorhandensein ausreichend vieler markanter Bildelemente. Dies ist vorteilhaft bei der Fließgeschwindigkeitsermittlung in Gebieten, die von temporaler Dekorrelation betroffen sind. Für die Antarktische Halbinsel ist der Faktor „Kohärenz“ entscheidend, da, neben Niederschlägen und Winddrift von Schnee, vor allem sommerliche Schmelzereignisse (insbesondere auf der Westseite) einen großen Einfluss auf das Rückstrahlverhalten der Oberfläche haben. Aus diesem Grund wurde sich in der vorliegenden Arbeit für die Anwendung des Intensitätstrackings bei der Berechnung der Gletscherfließgeschwindigkeiten entschieden.

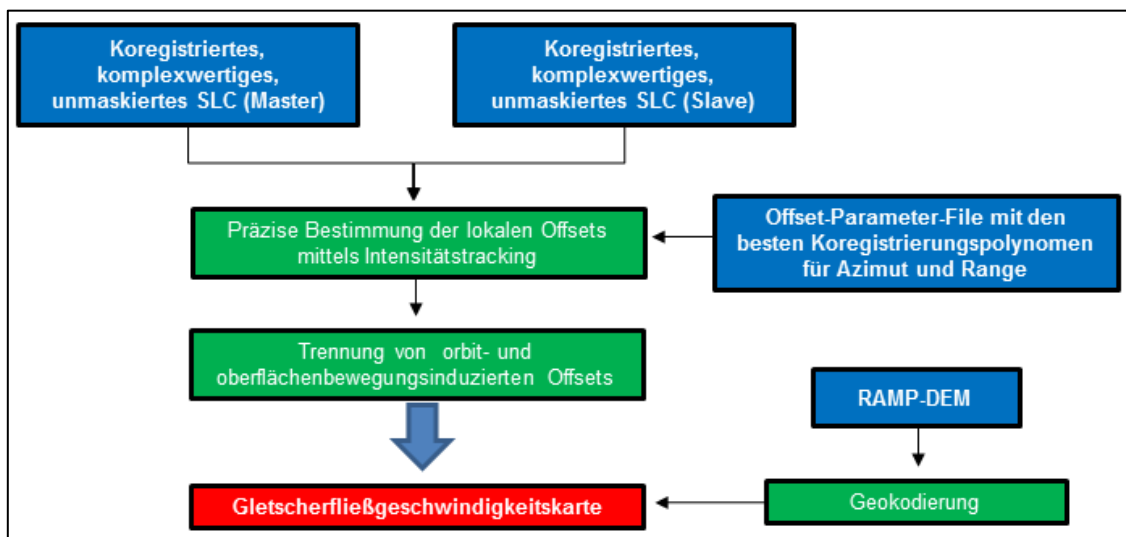


Abbildung 42: Übersicht (Workflow) über die durchgeführten Prozessierungsschritte bei der Erstellung der Gletscherfließgeschwindigkeitskarten mittels Intensitätstracking

Wie der Workflow in Abbildung 42 zeigt, besteht die Errechnung von Oberflächenbewegungen mittels Intensitätstracking aus drei Schritten: 1) die Bestimmung der globalen Orbit-Offsets und der bilinearen Transformationsgleichungen, 2) die Berechnung der lokalen Bewegungs-Offsets und 3) die Ermittlung der Oberflächenbewegung. Da die Bestimmung der

globalen Offsets aufgrund der unterschiedlichen Aufnahmepositionen der Sensoren bereits in Kapitel 5.2 ausführlich dargestellt wurde und auch die Technik des Intensitätstrackings bereits in Kapitel 2.4 eine hinreichende Berücksichtigung erfuhr, soll an dieser Stelle nur noch kurz auf die verbleibenden Prozessierungsschritte eingegangen werden.

Die im Rahmen der Koregistrierung (Kapitel 5.2) erstellten bilinearen Transformationspolynome, welche den globalen Offset zwischen den beiden zu verrechnenden SAR-Bildern aufgrund der unterschiedlichen Aufnahmepositionen erfassen, fungierten bei der präzisen Bestimmung der Offsets, welche die lokale Bewegungskomponente enthalten, als Orientierungshilfe für die Orte der lokalen Offsetbestimmung mittels Intensitätstracking. Bei der Auswahl der Parameter wurde sich weitestgehend an den von Pritchard (2005) verwendeten Werten orientiert. Es hat sich gezeigt, dass ein annähernd quadratisches Suchfenster mit einer Größe von 64 Pixeln in Range und 320 Pixeln in Azimut (entspricht ca. 1300 x 1300 m) gute Ergebnisse lieferte. Das Fenster wurde jeweils immer in verhältnismäßig engen Schritten von 5 x 25 Pixeln (ca. 100 x 100 m) verschoben, um auch abrupte Geschwindigkeitswechsel, z.B. über Scherzonen von Gletschern, abbilden zu können. Ferner wurden ein Oversampling-Faktor von 2.0 und ein SNR-Schwellenwert von 4.0 gewählt, um so viele Offsetbestimmungen wie möglich zu erhalten.

Nach der Bestimmung der lokalen Offsets wurden die globalen Orbit-Offsets anhand der Transformationspolynome von den im vorherigen Schritt, die Bewegungskomponente enthaltenden präzisen lokalen Offsetdaten abgezogen, so dass nur noch die auf Oberflächenbewegungen basierenden Offsets erhalten blieben. Diese Offsetfelder wurden daraufhin anhand der Informationen über die räumliche Auflösung der SLC's zunächst in eine Bewegungskarte in Radargeometrie umgerechnet, welche die Oberflächenbewegungen in Slant-Range und Azimut-Richtung in Metern erfasst. Anschließend wurde die Bewegungskarte analog zu dem in Kapitel 5.3.10 erläuterten Verfahren geokodiert und die horizontale Bewegung in Ground-Range und Azimut umgerechnet.

Wie bereits in Kapitel 2.4 erwähnt wurde, ist die Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten mit einer Dreitages-Temporal Baseline genauer als im Falle von Tandemdaten. Obwohl auch selbst bei Datenpaaren mit 36-Tages-Baseline in einigen Bildbereichen sinnvolle Geschwindigkeitswerte messbar waren, nahm mit zunehmender Temporal Baseline der Anteil an „verrauschten“ Tracking-Ergebnissen deutlich zu. Somit erwiesen sich Aufnahmen mit drei Tagen Zeitabstand als letztendlich geeignetsten für die Anwendung des Intensitätstrackings. Hierbei konnten im Gegensatz zu der InSAR-Prozessierung zumindest im Falle des Wordie-Testgebiets auch mit den mehr oder weniger inkohärenten Daten aus dem Jahr 2011 plausible Ergebnisse erzielt werden. Die während der dritten Eisphase aufgenommenen Bildpaa-

re für das Larsen-Testgebiet waren hingegen auch bei Anwendung des Intensitätstrackings nicht zu verarbeiten.

Abbildung 43 und 44 zeigen die an der Oberfläche ermittelten horizontalen Gletscherfließgeschwindigkeiten für das Wordie- und das Larsen-Testgebiet sowie Fließgeschwindigkeitsprofile ausgewählter Zuflussgletscher für die Zeiträume vom 20.6. bis 23.6.2011 (Wordie-Eisschelf) und vom 02.2. bis 05.2.1994 (Larsen C/B-Eisschelf). Insgesamt zeichneten sich beide Testgebiete durch hohe mittlere Gletscherfließgeschwindigkeiten von im Schnitt mehr als 1 m/Tag aus. Die ermittelten Geschwindigkeiten für die Wordie-Zuflussgletscher liegen dabei mit bis zu 6 m/Tag in der Kalbungszone des Fleming Glaciers deutlich über den Geschwindigkeiten von maximal 2 m/Tag für die Zuflussgletscher im Larsen-Testgebiet. Der Fehler der Geschwindigkeitsmessung beträgt im Falle der Larsen-Zuflussgletscher ca. 0.04 m/Tag und für das Wordie-Eisschelf ca. 0.06 m/Tag. Zur Bestimmung des Fehlers wurde jeweils für einen ausreichend großen Ausschnitt an als stabil angenommener Fläche (also Flächen ohne erwartete Oberflächenbewegung) der Mittelwert der gemessenen Geschwindigkeiten bestimmt. Die errechneten Fehlerwerte liegen weit unter den in Kapitel 2.4 für eine Koregistrierungsgenauigkeit von 1/20 Pixel geschätzten 0.403 m/Tag. Dies kann durch eine deutlich höhere Genauigkeit bei der Koregistrierung als 1/20 Pixel in Azimut und Range erklärt werden. So lag die Standardabweichung der Koregistrierung im Falle der beiden Wordie-Szenen lediglich bei 0.0124 Pixeln in Range und 0.0458 in Azimut und für die beiden Larsen-Bilder bei 0.0040 Pixeln in Range und 0.0273 in Azimut.

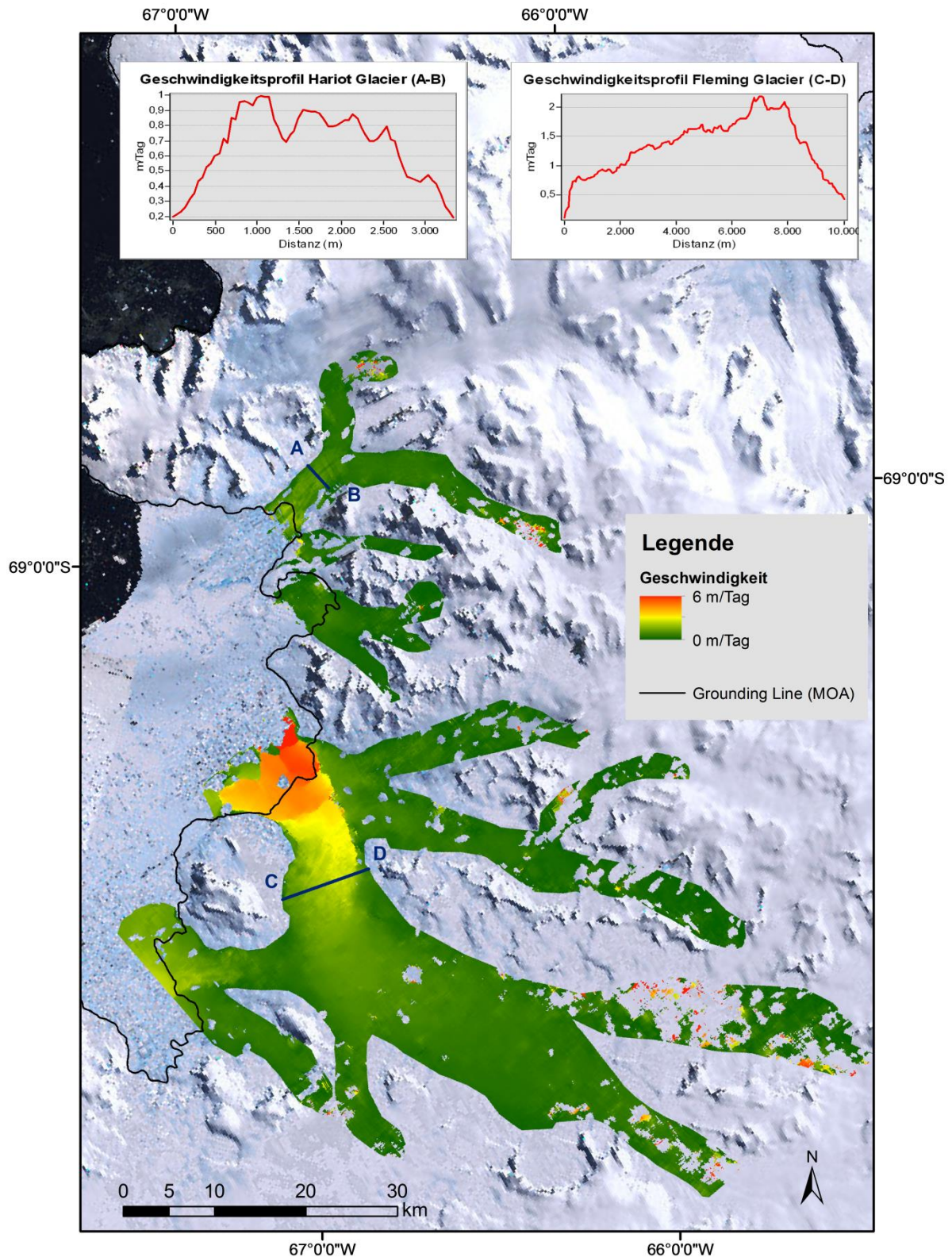


Abbildung 43: Oberflächengeschwindigkeiten der Zuflussgletscher des Wordie-Eisshelvs in m/Tag, generiert mittels Intensitätstracking zwischen den Szenen vom 20.6.2011 und 23.6.2011. Der Fehler beträgt ca. 6 cm/Tag. Datengrundlage: USGS Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA), Datum: WGS 84, Projektion: polarstereographisch, MOA Grounding Line (Scambos et al. 2007)

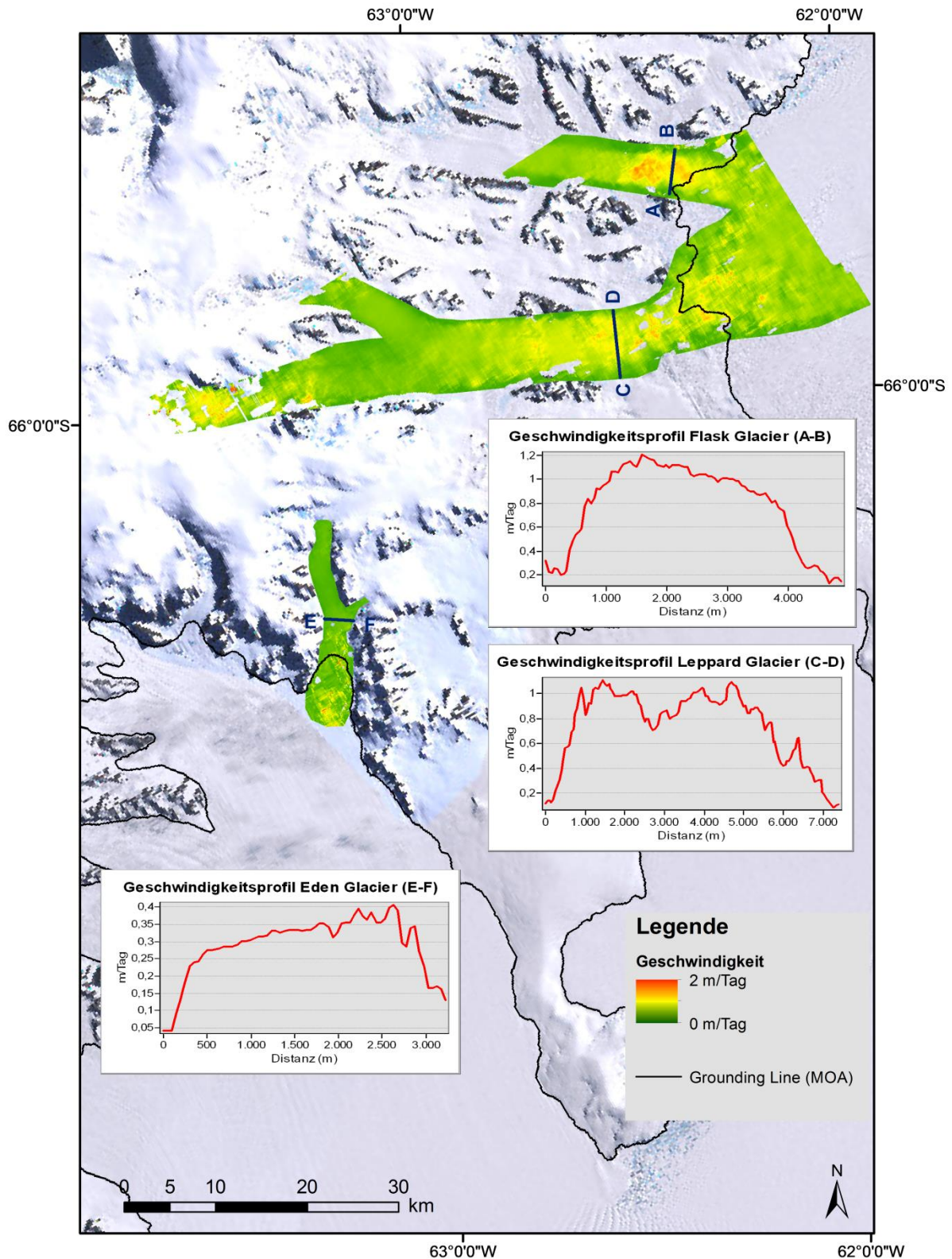


Abbildung 44: Oberflächengeschwindigkeiten ausgewählter Zuflussgletscher des Larsen C/B-Eisschelfs in m/Tag, generiert mittels Intensitätstracking zwischen den Szenen vom 02.2.1994 bis 05.2.1994. Der Fehler beträgt ca. 4 cm/Tag. Datengrundlage: USGS Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA), Datum: WGS 84, Projektion: polarstereographisch, MOA Grounding Line (Scambos et al. 2007)

6 Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden für zwei auf der Antarktischen Halbinsel gelegene Testgebiete insgesamt 24 ERS-SAR-Szenen aus drei verschiedenen Missionsphasen mit jeweils möglichst kurzen Wiederkehrzeiten verarbeitet, um aus ihnen je vier verschiedene glaziologisch relevante Endprodukte zu erstellen, welche unter anderem für die Bestimmung von Gletschermassenbilanzen herangezogen werden können. Dabei handelte es sich um Kohärenzkarten, um die Phasenmehrdeutigkeit bereinigte Interferogramme, doppelt differenzierte Interferogramme zur Bestimmung der Grounding Line und mittels Intensitätstracking erstellte Gletscherfließgeschwindigkeitskarten. Ziel war es dabei nicht nur, eine für die automatische Generierung dieser Produkte mit dem GAMMA-Softwarepaket geeignete Prozessierungskette zu erstellen, sondern auch das Potential der ERS-Daten in Hinblick auf das am DLR in Oberpfaffenhofen geplante Promotionsvorhaben einer vollständigen Reprozessierung des an der Station GARS O'Higgins empfangenen ERS-1 und ERS-2-Datenbestands für die Antarktische Halbinsel zu beurteilen. Hierzu wurden aus den bezogenen Daten mit Temporal Baselines von ursprünglich einem (Tandemphase) und drei Tagen (2. und 3. Eisphase) Szenenkombinationen erstellt, welche zusätzlich Berechnungen mit längeren Zeitabständen (6 und 36 Tage) ermöglichten. Dies geschah, um Vergleichswerte für die kurzen Zeitabstände zu generieren, aber auch, um die für andere ERS-Missionsphasen typische Wiederkehrzeit von 35 Tagen zu simulieren.

Durch die in dieser Arbeit vorgenommenen Untersuchungen wurde deutlich, dass die Antarktische Halbinsel einen Extremraum für die SAR-Prozessierung mit Repeat-Pass-Daten darstellt. So konnte gezeigt werden, dass sich die insbesondere aufgrund der hier vorherrschenden klimatischen Bedingungen stattfindende Oberflächenveränderungen wie Schneefallereignisse, Winddrift, Schmelzprozesse und markante Gletscherfließbewegungen negativ auf die Kohärenz und damit auf die interferometrische Verarbeitbarkeit der Daten auswirken. Diese zeitliche Dekorrelation trat bereits bei Szenenpaaren mit Zeitabständen von nur einem Tag auf und führte zu einem mit der Länge der Temporal Baseline steigenden Kohärenzverlust, welcher bei Zeitspannen von 36 Tagen in einer vollständig verrauschten Phaseninformation gipfelte. Auch wenn sich für den Datenbestand eine statistische Abhängigkeit der Kohärenz von der Länge der Perpendicular Baseline ergab, was für das Vorliegen geometrischer Dekorrelation spricht, ist die Länge der Temporal Baseline und damit die zeitliche Dekorrelation der dominante Faktor für die Qualität der in dieser Arbeit erzeugten interferometrischen Produkte. Bezüglich der Erstellung doppelt differenzierter Interferogramme zum Zwecke der Grounding Line-Bestimmung stellte sich heraus, dass sich wenn überhaupt lediglich Daten aus der Tandemphase eigneten, da nur bei ihnen in dem von starker Deformation gekennzeichneten Bereich der Grounding Zone eine ausreichende Kohärenz zu ver-

zeichnen war, welche die Abbildung der Tidenbewegungen als Fringes erlaubte. Es zeigte sich ferner, dass nicht jedes doppelt differenzierte Interferogramm, selbst bei Vorliegen einer ausreichend hohen Kohärenz, für die Bestimmung der Grounding Line geeignet ist. Vielmehr spielen insbesondere die Länge der sich für das doppelt differenzierte Interferogramm aus der Differenzierung ergebenden Baseline und der Unterschied bei den durch beide Interferogramme abgebildeten Tidenbewegungen eine zentrale Rolle. Alternative Möglichkeiten zur Auskartierung der Grounding Line bieten sich jedoch unter bestimmten Voraussetzungen bei der Verwendung von einzelnen Interferogrammen oder von Kohärenzkarten.

Ein differenziertes Bild ergab sich für die Verarbeitbarkeit der Daten aus der dritten Eisphase im Jahr 2011. Hier wiesen sämtliche Datenkombinationen signifikant niedrigere Kohärenzwerte auf als solche mit einer identischen Temporal Baseline aus der zweiten Eisphase. Dieser generelle Kohärenzverlust konnte nicht alleine durch eine zeitliche Dekorrelation erklärt werden. Als wahrscheinliche Hauptursache wird eine Dopplerzentroid-Dekorrelation aufgrund des Ausfalls von drei die Fluglage des ERS-2-Satelliten kontrollierenden Gyroskopen angenommen. Eine zusätzliche geometrische Dekorrelation in Folge der ungenauen Orbitparameter der hier verarbeiteten ERS-2-Daten kann nicht ausgeschlossen werden. Eine indirekte Folge ungenauer Orbitdaten könnten ferner Probleme beim Framing der Aufnahme streifen dargestellt haben, welche dazu führten, dass zwei korrespondierende Szenen aus der dritten Eisphase einen starken Versatz in Azimut-Richtung von bis zu 4200 Pixeln aufwiesen. Dieses Szenenpaar konnte in Azimut-Richtung nicht mit hinreichender Genauigkeit koregistriert werden und wies trotz einer Temporal Baseline von drei Tagen einen vollkommenen Kohärenzverlust auf. Die übrigen Daten aus der dritten Eisphase hingegen standen insbesondere im Falle der Wordie-Szenen den Daten aus der zweiten Eisphase in Bezug auf die Koregistrierungsgenauigkeit in nichts nach.

Generell konnten bereits bei der Koregistrierung hohe Genauigkeiten erzielt werden, welche sich für kurze Temporal- und Perpendicular Baselines teilweise in Bereichen von bis zu 1/100 Pixel bewegten. Diese Tatsache führte dazu, dass bei der finalen Bestimmung der Gletscherfließgeschwindigkeiten unter optimalen Voraussetzungen geringe Fehler im Subdezimeterbereich erzielt werden konnten. Hierbei erwiesen sich trotz ihrer niedrigen Kohärenz zumindest im Falle des Wordie-Testgebiets auch Daten aus dem Jahr 2011 als geeignet. Insgesamt stellten sich Szenenpaare mit einer Temporal Baseline von drei Tagen als am brauchbarsten für die Anwendung des Intensitätstrackings heraus: Während Tandemdaten aufgrund ihres geringeren Zeitabstands einen höheren Fehler produzierten, stieg der Anteil an verrauschter Tracking-Information mit längeren Temporal Baselines als 3 Tagen signifikant an.

Insgesamt haben die Untersuchungen gezeigt, dass nur ein bestimmter Teil der über 20 Jahre aufgenommenen ERS-SAR-Daten für die Prozessierung auf der Antarktischen Halbinsel geeignet ist. Gute Ergebnisse konnten bei den Interferometrie-Anwendungen bei Daten mit möglichst kurzen Temporal Baselines realisiert werden. SAR-Szenen mit Zeitabständen von 36 Tagen lieferten hingegen sowohl für die Interferometrie als auch für das Tracking in beiden Testgebieten keine brauchbaren Resultate. Auf Basis dieser Erkenntnisse stellt sich die Frage, ob bei einer vollständigen Reprozessierung des ERS-Datenbestands für die Antarktische Halbinsel Daten aus Missionsphasen mit Temporal Baselines von 35 oder mehr Tagen überhaupt berücksichtigt werden sollen. Auch die Daten der dritten Eisphase, welche mit ihrer Akquise während des Winterhalbjahrs und Aufnahmeabständen von drei Tagen eigentlich keine schlechten Voraussetzungen für eine Prozessierung bieten, eigneten sich höchstwahrscheinlich aus technischen Gründen nur bedingt für die Generierung der angestrebten Endprodukte. Um ein abschließendes Urteil bezüglich der Verwendungsmöglichkeiten dieser Daten zu treffen, sind jedoch weitere Untersuchungen mit einer größeren Datenmenge nötig. Es zeigte sich darüber hinaus, dass für eine optimale Qualität der Endprodukte nicht nur die Wahl einer passenden Temporal Baseline und Perpendicular Baseline sowie ein technisch einwandfreier Betrieb der Sensoren von Nöten ist, sondern dass für die jeweilige Verwendung des Produkts spezifische Faktoren berücksichtigt werden müssen. Dies wurde nicht zuletzt im Falle der für diese Arbeit generierten doppelt differenzierten Interferogramme deutlich, welche trotz der für die Prozessierung guten Voraussetzungen für den eigentlich vorgesehenen Zweck der Grounding Line-Bestimmung nicht optimal geeignet waren.

Neben dem eben Erwähnten haben sich aus den in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen noch weitere Herausforderungen in Hinblick auf das künftige Vorhaben der automatisierten Reprozessierung des gesamten ERS-Datenbestandes ergeben. So sollten nicht nur, wie in dieser Arbeit geschehen, einzelne Frames, sondern aus den Frames „zusammengeklebte“ Aufnahmestreifen prozessiert werden. Hierbei stellt sich nicht zuletzt die Frage, ob eine zufriedenstellende Koregistrierung mittels Intensitätstracking erzielt werden kann, wenn man davon ausgeht, dass nur in den Küstenbereichen eine ausreichende Anzahl an stabilen Features vorhanden ist. Ferner ist zu klären, wie mit der erläuterten Problematik der Lagedifferenzen bestellter ERS-Daten umgegangen werden soll. Für eine sinnvolle Ablage der Daten in einer Datenbank und die spätere Verarbeitung müssen die Lage und die korrespondierenden Start-Stopp-Zeiten einzelner Frames genau bekannt sein. Falls bei der Reprozessierung ein Phase-Unwrapping angestrebt wird, muss auch die Frage nach einer automatisierten Auswahl geeigneter Phasenreferenzpunkte, welche bis jetzt noch händisch bestimmt wurden, beantwortet werden. Nicht zuletzt ist auch eine präzise Geokodierung der generierten Produkte entscheidend für ihre Qualität. Hier zeigten sich bei der Verwendung des mit

200 m relativ grob aufgelösten RAMP-DEM Ungenauigkeiten, die zumindest im Rahmen dieser Arbeit nicht behoben werden konnten.

Trotz der genannten Unwegsamkeiten darf das Potential der ERS-Daten nicht unterschätzt werden. Zwar wird wohl der nach einer kompletten Reprozessierung letztendlich verwertbare Datenbestand -gemessen an der Menge der für die Antarktische Halbinsel über den gesamten Missionszeitraum aufgenommenen Daten- verhältnismäßig klein sein, jedoch deckt dieser vor allem in der Vergangenheit gelegene Zeiträume in einer Qualität ab, wie es durch keine andere Satellitenmission gewährleistet ist. Die zahlreichen, in der Vergangenheit erfolgreich mit ERS-SAR-Daten durchgeführten glaziologischen Untersuchungen auf der Antarktischen Halbinsel bestätigen dies. Werden die aus der Reprozessierung gewonnenen Ergebnisse mit solchen moderner Satellitenmissionen (z.B. TerraSAR-X, TanDEM-X und Sentinel 1) kombiniert, ergeben sich hieraus insbesondere in Regionen der Antarktischen Halbinsel, in welchen noch keine oder nur wenige umfassende Studien durchgeführt wurden, weitreichende Möglichkeiten für glaziologische Zeitreihenuntersuchungen.

Literaturverzeichnis

Abram, N. J.; Mulvaney, R.; Wolff, E. W.; Triest, J.; Kipfstuhl, S.; Trusel, L. D. et al. (2013): Acceleration of snow melt in an Antarctic Peninsula ice core during the twentieth century. In: *Nature Geosci* 6 (5), S. 404–411. DOI: 10.1038/ngeo1787.

Alsdorf, D. E.; Smith, L. C. (1999): Interferometric SAR observations of ice topography and velocity changes related to the 1996, Gjalp subglacial eruption, Iceland. In: *International Journal of Remote Sensing* 20 (15-16), S. 3031–3050. DOI: 10.1080/014311699211606.

Attema, E.P.W. (1991): The Active Microwave Instrument on-board the ERS-1 satellite. In: *Proc. IEEE* 79 (6), S. 791–799. DOI: 10.1109/5.90158.

Atwood, D. K.; Meyer, F. J.; Arendt, A. (2010): Using L-band SAR coherence to delineate glacier extent. In: *Canadian Journal of Remote Sensing* 36 (sup1), S. 186–195. DOI: 10.5589/m10-014.

Bamber, J. L.; Rivera, A. (2007): A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. In: *Global and Planetary Change* 59 (1-4), S. 138–148. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2006.11.031.

Bamler, R. (2000): Principles of synthetic aperture radar. In: *Surveys in Geophysics* 21 (2-3), S. 147–157.

Bamler, R.; Davidson, G. W. (1997): Multiresolution signal representation for phase unwrapping and interferometric SAR processing. In: IGARSS'97. 1997 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development. (eds.)]. Singapore, 3-8 Aug. 1997, S. 865–868.

Bamler, R.; Hartl, P. (1998): Synthetic aperture radar interferometry. In: *Inverse problems* 14 (4), S. R1.

Barrand, N. E.; Vaughan, D. G.; Steiner, N.; Tedesco, M.; Kuipers, M. P.; van den Broeke, M. R.; Hosking, J. S. (2013): Trends in Antarctic Peninsula surface melting conditions from observations and regional climate modeling. In: *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118 (1), S. 315–330. DOI: 10.1029/2012JF002559.

Bern, M.; Eppstein, D. (1995): Mesh generation and optimal triangulation. In: *Computing in Euclidean geometry* 4, S. 47–123.

Braun, M. (2001): Ablation on the ice cap of King George Island (Antarctica). Dissertation. Universität Freiburg. Geowissenschaftliche Fakultät.

- Braun, M.; Humbert, A. (2009): Recent Retreat of Wilkins Ice Shelf Reveals New Insights in Ice Shelf Breakup Mechanisms. In: *IEEE Geosci. Remote Sensing Lett.* 6 (2), S. 263–267. DOI: 10.1109/lgrs.2008.2011925.
- Braun, M.; Humbert, A.; Moll, A. (2009): Changes of Wilkins Ice Shelf over the past 15 years and inferences on its stability. In: *The Cryosphere* 3, S. 41–56.
- Bürgmann, R.; Rosen, P. A.; Fielding, E. J. (2000): Synthetic Aperture Radar Interferometry to Measure Earth's Surface Topography and Its Deformation. In: *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28 (1), S. 169–209. DOI: 10.1146/annurev.earth.28.1.169.
- Cazenave, A.; Dominh, K.; Guinehut, S.; Berthier, E.; Llovel, W.; Ramillien, G. et al. (2009): Sea level budget over 2003–2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo. In: *Global and Planetary Change* 65 (1-2), S. 83–88. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2008.10.004.
- Chen, C. W.; Zebker, H. A. (2001): Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization. In: *JOSA A* 18 (2), S. 338–351.
- Chen, J. L.; Ke, C. Q.; Shao, Z. D. (2014): Spatiotemporal variations in the surface velocities of Antarctic Peninsula glaciers. In: *The Cryosphere Discuss.* 8 (6), S. 5875–5910. DOI: 10.5194/tcd-8-5875-2014.
- Chen, J. L.; Wilson, C. R.; Blankenship, D.; Tapley, B. D. (2009): Accelerated Antarctic ice loss from satellite gravity measurements. In: *Nature Geosci* 2 (12), S. 859–862. DOI: 10.1038/ngeo694.
- Church, J. A.; Clark, P. U.; Cazenave, A.; J.M. Gregory; S. Jevrejeva; Levermann, A. et al. (2013): Sea Level Change. In: *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [T. F. Stocker, D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex und P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, S. 1137–1216.
- Cook, A. J.; Fox, A. J.; Vaughan, D. G.; Ferrigno, J. G. (2005): Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. In: *Science (New York, N.Y.)* 308 (5721), S. 541–544. DOI: 10.1126/science.1104235.
- Cook, A. J.; Murray, T.; Luckman, A. J.; Vaughan, D. G.; Barrand, N. E. (2012): A new 100-m Digital Elevation Model of the Antarctic Peninsula derived from ASTER Global DEM: methods and accuracy assessment. In: *Earth System Science Data* 4 (1), S. 129–142.
- Cook, A. J.; Vaughan, D. G. (2010): Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. In: *The Cryosphere* (4), S. 77–98.

- Costantini, M. (1998): A novel phase unwrapping method based on network programming. In: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 36 (3), S. 813–821. DOI: 10.1109/36.673674.
- Costantini, M.; Rosen, P. A. (1999): A generalized phase unwrapping approach for sparse data. In: IEEE 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'99. (eds.)]. Hamburg, Germany, 28 June-2 July 1999, S. 267–269.
- D'Elia, S.; Jutz, S. (1996): SAR mission planning for ERS-1 and ERS-2. In: Space Mission Operations and Ground Data Systems-SpaceOps' 96, Bd. 394. (eds.)], S. 421.
- Dammert, P.B.G. (1996): Accuracy of Insar Measurements in Forested Areas. In: T.-D. Guyenne und D. Danesy (Hg.): ERS SAR interferometry, Proceedings of the Fringe 96 Workshop. (eds.)]. Zurich, 30 September-2 October 1996. ESA, S. 37–49.
- Davies, B. J.; Carrivick, J. L.; Glasser, N. F.; Hambrey, M. J.; Smellie, J. L. (2012): Variable glacier response to atmospheric warming, northern Antarctic Peninsula, 1988–2009. In: *The Cryosphere* 6 (5), S. 1031–1048. DOI: 10.5194/tc-6-1031-2012.
- DEOS (1999a): ERS-1 and ERS-2 Mission Phases. Online verfügbar unter <http://www.deos.tudelft.nl/ers/phases/>, zuletzt geprüft am 19.01.2015.
- DEOS (1999b): The ERS Satellites. Instruments. Online verfügbar unter <http://www.deos.tudelft.nl/ers/instruments.html>, zuletzt geprüft am 19.01.2015.
- Dong-Chen, E.; Yang, Y. D.; Chao, D. B. (2009): The Sea Level Change from the Antarctic Ice Sheet Based on GRACE. In: *Chinese J. Geophys.* 52 (5), S. 936–942. DOI: 10.1002/cjg2.1418.
- Doornbos, E.; Scharroo, R. (2005): Improved ERS and Envisat precise orbit determination. In: Proc. of the 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg, Austria. (eds.)].
- Duchossois, G.; Kohlhammer, G.; Lengert, W. (2013): History of the ERS Programme. In: ESA (Hg.): ERS Missions. 20 Years of Observing Earth. (eds.)], S. 7–43, zuletzt geprüft am 16.01.2015.
- Falck, C.; Flechtner, F.; Massmann, F.-H.; Raimondo, J.-C.; Reigber, C.; Scherbatschenko, A. (2003): Betrieb des PRARE-Bodensegments für ERS-2: Abschlussbericht 2003. Scientific Technical Report ; 04/20. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ. Potsdam. Online verfügbar unter <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:217144:7/component/escidoc:217145/0420.pdf>, zuletzt geprüft am 20.01.2015.
- Fletcher, K. (2007): InSAR principles. Guidelines for SAR interferometry processing and interpretation. Noordwijk, the Netherlands: ESA Publications Division,, ESTEC (ESA TM, 19).

- Fornaro, G.; Pauciuolo, A.; Sansosti, E. (2005): Phase difference-based multichannel phase unwrapping. In: *IEEE Trans. on Image Process.* 14 (7), S. 960–972. DOI: 10.1109/TIP.2005.849302.
- Frey, H.; Paul, F.; Strozzi, T. (2012): Compilation of a glacier inventory for the western Himalayas from satellite data: methods, challenges, and results. In: *Remote Sensing of Environment* 124, S. 832–843. DOI: 10.1016/j.rse.2012.06.020.
- Fricke, H. A.; Coleman, R.; Padman, L.; Scambos, T. A.; Bohlander, J.; Brunt, K. M. (2009): Mapping the grounding zone of the Amery Ice Shelf, East Antarctica using InSAR, MODIS and ICESat. In: *Antarctic Science* 21 (05), S. 515. DOI: 10.1017/S095410200999023X.
- Fricke, H. A.; Padman, L. (2006): Ice shelf grounding zone structure from ICESat laser altimetry. In: *Geophys. Res. Lett.* 33 (15). DOI: 10.1029/2006GL026907.
- GAMMA Remote Sensing AG (2007): Documentation - Theory: Interferometric SAR Processing, Version 1.0.
- GAMMA Remote Sensing AG (2011a): Documentation – User’s Guide: Differential Interferometry and Geocoding Software – DIFF&GEO, Version 1.3.
- GAMMA Remote Sensing AG (2011b): Documentation – User’s Guide: Interferometric SAR Processor - ISP, Version 1.6.
- Gens, R.; van Gendereen, J. (1996): Review Article SAR interferometry—issues, techniques, applications. In: *International Journal of Remote Sensing* 17 (10), S. 1803–1835. DOI: 10.1080/01431169608948741.
- Geudtner, D. (1995): Die interferometrische Verarbeitung von SAR-Daten des ERS-1. DLR-Forschungsbericht 95-28. Dissertation, Oberpfaffenhofen. Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt.
- GFZ Potsdam (2015): Precise Range And Range-Rate Equipment (PRARE). Helmholtz-Zentrum Potsdam - Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ. Online verfügbar unter <http://www.gfz-potsdam.de/forschung/ueberblick/departments/departments-1/globales-geomonitoring-und-schwerefeld/themen/entwicklung-betrieb-und-auswertung-von-schwerefeld-satellitenmissionen/prare/>, zuletzt aktualisiert am 20.01.2015, zuletzt geprüft am 26.02.2015.
- Gill, E.; Runge, H. (2004): Tight formation flying for an along-track SAR interferometer. In: *Acta Astronautica* 55 (3-9), S. 473–485. DOI: 10.1016/j.actaastro.2004.05.044.
- Goldstein, R. M. (1995): Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry. In: *Geophys. Res. Lett.* 22 (18), S. 2517–2520. DOI: 10.1029/95GL02475.
- Goldstein, R. M.; Werner, Charles L. (1998): Radar interferogram filtering for geophysical applications. In: *Geophys. Res. Lett.* 25 (21), S. 4035–4038. DOI: 10.1029/1998GL900033.

- Goldstein, R. M.; Zebker, H. A.; Werner, Charles L. (1988): Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. In: *Radio Sci.* 23 (4), S. 713–720. DOI: 10.1029/RS023i004p00713.
- Gray, A. L.; Mattar, K. E.; Vachon, P. W.; Bindschadler, R.; Jezek, K. C.; Forster, R.; Crawford, J. P. (1998): InSAR results from the RADARSAT Antarctic Mapping Mission data: estimation of glacier motion using a simple registration procedure. In: IGARSS '98. Sensing and Managing the Environment. 1998 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, Seattle, WA, USA, S. 1638–1640 vol.3.
- Gray, A.L; Short, N.; Mattar, K. E.; Jezek, K. C. (2001): Velocities and flux of the Filchner Ice Shelf and its tributaries determined from speckle tracking interferometry.
- Gray, L.; Short, N.; Bindschadler, R.; Joughin, I. R.; Padman, L.; Vornberger, P.; Khananian, A. (2002): RADARSAT interferometry for Antarctic grounding-zone mapping. In: *Annals of Glaciology* 34 (1), S. 269–276. DOI: 10.3189/172756402781817879.
- Hanssen, R. F. (2010): Radar interferometry. Data interpretation and error analysis. Dordrecht, London: Kluwer Academic (Remote sensing and digital image processing, v. 2).
- Hellwich, O. (1998): SAR Phase Unwrapping Using Adaptive Recursive Smoothing. In: *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing* 32, S. 492–500.
- Hoen, E. W.; Zebker, H. A. (2000): Penetration depths inferred from interferometric volume decorrelation observed over the Greenland Ice Sheet. In: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 38 (6), S. 2571–2583. DOI: 10.1109/36.885204.
- Hogda, K. A.; Størø, R.; Lauknes, T. R. (2010): SAR imaging of glaciers. In: P. Pellikka und G. Rees (Hg.): Remote sensing of glaciers. Techniques for topographic, spatial, and thematic mapping of glaciers, CRC Press. Boca Raton [Fla.], S. 153–178.
- Holpp, W.; Klausner, H. (2000): Radar mit realer und synthetischer Apertur. Konzeption und Realisierung. München [u.a.]: Oldenbourg.
- Horwath, M.; Dietrich, R. (2009): Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica. In: *Geophysical Journal International* 177 (3), S. 849–864. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04139.x.
- IPCC (2013): Summary for Policymakers. In: Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [T. F. Stocker, D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex und P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Jansen, D.; Luckman, A. J.; Cook, A. J.; Bevan, S.; Kulesa, B.; Hubbard, B.; Holland, P. R. (2015): Brief Communication: Newly developing rift in Larsen C Ice Shelf presents significant risk to stability. In: *The Cryosphere Discussions* 9 (1), S. 861–872.
- Jezek, K. C.; Floricioiu, D.; Farness, K.; Yague-Martinez, N.; Eineder, M. (2009): TerraSAR-X observations of the recovery glacier system, Antarctica. In: *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium 2009*. (eds.)]. Cape Town, South Africa, S. 226–229.
- Jiang, Z.; Liu, S.; Wang, X.; Lin, J.; Long, S. (2011): Applying SAR interferometric coherence to outline debris-covered glacier. In: *2011 19th International Conference on Geoinformatics*. (eds.)]. Shanghai, China, S. 1–4.
- Joughin, I. R.; Kwok, R.; Fahnestock, M. A. (1998): Interferometric estimation of three-dimensional ice-flow using ascending and descending passes. In: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 36 (1), S. 25–37. DOI: 10.1109/36.655315.
- Joughin, I. R.; Smith, B. E.; Abdalati, W. (2010): Glaciological advances made with interferometric synthetic aperture radar. In: *Journal of Glaciology* 56 (200), S. 1026–1042. DOI: 10.3189/002214311796406158.
- Just, D.; Bamler, R. (1994): Phase statistics of interferograms with applications to synthetic aperture radar. In: *Applied optics* 33 (20), S. 4361–4368.
- Kimura, H.; Todo, M. (1997): Baseline estimation using ground points for interferometric SAR. In: *IGARSS'97. 1997 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development*. (eds.)]. Singapore, 3-8 Aug. 1997, S. 442–444.
- King, J. C. (1994): Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. In: *Int. J. Climatol.* (14), S. 357–369.
- King, J. C.; Comiso, J. C. (2003): The spatial coherence of interannual temperature variations in the Antarctic Peninsula. In: *Geophys. Res. Lett.* 30 (2). DOI: 10.1029/2002GL015580.
- King, J. C.; Harangozo, S. A. (1998): Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945. Observations and possible causes. In: *Annals of Glaciology* (27), S. 571–575.
- King, M. A.; Bingham, R. J.; Moore, P.; Whitehouse, Pippa L.; Bentley, M. J.; Milne, G. A. (2012): Lower satellite-gravimetry estimates of Antarctic sea-level contribution. In: *Nature* 491 (7425), S. 586–589. DOI: 10.1038/nature11621.
- Klügel, T.; Höppner, K.; Falk, R.; Kühmstedt, E.; Plötz, C.; Reinhold, A. et al. (2014): Earth and space observation at the German Antarctic Receiving Station O'Higgins. In: *Polar Record*, S. 1–21. DOI: 10.1017/S0032247414000540.

- Krieger, G.; Moreira, A.; Fiedler, H.; Hajnsek, I.; Werner, Marian; Younis, M.; Zink, M. (2007): TanDEM-X: A Satellite Formation for High-Resolution SAR Interferometry. In: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 45 (11), S. 3317–3341. DOI: 10.1109/TGRS.2007.900693.
- Kwok, R.; Fahnestock, M. A. (1996): Ice sheet motion and topography from radar interferometry. In: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 34 (1), S. 189–200. DOI: 10.1109/36.481903.
- Lee, H.; Liu, J. G. (2001): Analysis of topographic decorrelation in SAR interferometry using ratio coherence imagery. In: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 39 (2), S. 223–232. DOI: 10.1109/36.905230.
- Lemke, P.; J. Ren; Alley, R. B.; I. Allison; J. Carrasco; Flato, G. et al. (2007): Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor und H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Lillesand, T. M.; Kiefer, Ralph W.; Chipman, J. W. (2008): *Remote sensing and image interpretation*. 6th ed. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons.
- Liu, H.; Jezek, K. C.; Li, B. (1999): Development of an Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data: A geographic information system based approach. In: *J. Geophys. Res.* 104 (B10), S. 23199. DOI: 10.1029/1999JB900224.
- Liu, H.; K., Jezek; Li, B.; Zhao, Z. (2001): Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media. Online verfügbar unter http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0082_ramp_dem.gd.html#liu99, zuletzt geprüft am 21.01.2015.
- Luckman, A. J.; Murray, T.; Jiskoot, H.; Pritchard, H. D.; Strozzi, T. (2003): ERS SAR feature-tracking measurement of outlet glacier velocities on a regional scale in East Greenland. In: *Annals of Glaciology* 36 (1), S. 129–134. DOI: 10.3189/172756403781816428.
- Martin, C. (2000): *Lexikon der Geowissenschaften. Eindringtiefe von Radar*. 6 Bände. Berlin: Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg.
- Massonnet, D.; Feigl, K. L. (1995): Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms. In: *Geophys. Res. Lett.* 22 (12), S. 1537–1540. DOI: 10.1029/95GL00711.
- Massonnet, D.; Feigl, K. L. (1998): Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. In: *Rev. Geophys.* 36 (4), S. 441. DOI: 10.1029/97RG03139.
- Massonnet, D.; Souyris, J. C. (2008): *Imaging with synthetic aperture radar*. 1st ed. Lausanne, Switzerland: EPFL Press (Engineering sciences. Electrical engineering).

- McMillan, M.; Shepherd, A.; Sundal, A. V.; Briggs, K. H.; Muir, A.; Ridout, A. et al. (2014): Increased ice losses from Antarctica detected by CryoSat-2. In: *Geophys. Res. Lett.* 41 (11), S. 3899–3905. DOI: 10.1002/2014GL060111.
- Meredith, M. P.; King, J. C. (2005): Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. In: *Geophys. Res. Lett.* 32 (19). DOI: 10.1029/2005GL024042.
- Metzig, R.; Dietrich, R.; Korth, W.; Perl, J.; Hartmann, R.; Winzer, W. (2000): Horizontal ice velocity estimation and grounding zone detection in the surroundings of Schirmacherøase, Antarctica, using SAR interferometry. In: *Polarforschung* 67 (1/2), S. 7–14.
- Meyer, F. J. (2004): Simultane Schätzung von Topographie und Dynamik polarer Gletscher aus multi-temporalen SAR-Interferogrammen. München: Verl. der Bayer. Akad. der Wiss. (Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften / C, 579).
- Miranda, N.; Rosich, B.; Santella, C.; Grion, M. (2003): Review of the impact of ERS-2 pilot-ing modes on the SAR Doppler stability. In: *Proceedings Fringe '03*, S. 1–5.
- Moll, A. (2008): Radarinterferometrische Untersuchungen mit ERS-1/2 auf der Antarktischen Halbinsel. Dissertation. Universität Bonn, Bonn. Online verfügbar unter <http://hss.ulb.uni-bonn.de/2008/1310/1310.pdf>, zuletzt geprüft am 02.12.2014.
- Morris, E. M.; Vaughan, D. G. (2003): Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of viability of ice shelves. In: E. Domack, A. Leventer, A. Burnett, R. Bindshadler, P. Convey und M. Kirby (Hg.): *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenviromental Perspectives*, Bd. 79. (eds.). American Geophysical Union. Washington, D. C. (Antarctic Research Series), S. 61–68.
- NSIDC (2014): RADARSAT Data. RADARSAT Antarctic Mapping Project (RAMP): Overview. Online verfügbar unter <http://nsidc.org/data/radarsat/index.html>, zuletzt geprüft am 21.01.2015.
- Orr, A.; Marshall, G. J.; Hunt, J. C. R.; Sommeria, J.; Wang, C. G.; van Lipzig, N. P. M. et al. (2008): Characteristics of Summer Airflow over the Antarctic Peninsula in Response to Recent Strengthening of Westerly Circumpolar Winds. In: *J. Atmos. Sci.* 65 (4), S. 1396–1413. DOI: 10.1175/2007JAS2498.1.
- Park, J. W.; Gourmelen, N.; Shepherd, A.; Kim, S. W.; Vaughan, D. G.; Wingham, D. J. (2013): Sustained retreat of the Pine Island Glacier. In: *Geophys. Res. Lett.* 40 (10), S. 2137–2142. DOI: 10.1002/grl.50379.
- Pellikka, P.; Rees, G. (Hg.) (2010): Remote sensing of glaciers. Techniques for topographic, spatial, and thematic mapping of glaciers. Boca Raton [Fla.]: CRC Press.

- Pritchard, H. D. (2005): Glacier surge dynamics of Sortebræ, east Greenland, from synthetic aperture radar feature tracking. In: *J. Geophys. Res.* 110 (F3). DOI: 10.1029/2004JF000233.
- Pritchard, H. D.; Vaughan, D. G. (2007): Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula. In: *J. Geophys. Res.* 112 (F3). DOI: 10.1029/2006JF000597.
- Ray, R. D. (1999): A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99. 2.
- Reigber, C.; Schmidt, R.; Flechtner, F.; König, R.; Meyer, U.; Neumayer, K. H. et al. (2005): An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S. In: *Journal of Geodynamics* 39 (1), S. 1–10. DOI: 10.1016/j.jog.2004.07.001.
- Reigber, C.; Schmidt, R.; Flechtner, F.; König, R.; Meyer, U.; Neumayer, K.-H. et al. (2003): First GFZ GRACE Gravity Field Model EIGEN-GRACE01S. Online verfügbar unter <http://op.gfz-potsdam.de/grace/results/>, zuletzt geprüft am 20.01.2015.
- Reynolds, J.M (1981): The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. In: *British Antarctic Survey Bulletin* 54 (1), S. 123–133.
- Rignot, E. (2002): Mass balance of East Antarctic glaciers and ice shelves from satellite data. In: *Annals of Glaciology* 34 (1), S. 217–227. DOI: 10.3189/172756402781817419.
- Rignot, E. (2004): Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. In: *Geophys. Res. Lett.* 31 (18). DOI: 10.1029/2004GL020697.
- Rignot, E. (2005): Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie Bay, West Antarctic Peninsula. In: *Geophys. Res. Lett.* 32 (7). DOI: 10.1029/2004GL021947.
- Rignot, E.; Bamber, J. L.; van den Broeke, M. R.; Davis, C.; Li, Y.; van de Berg, W. J.; van Meijgaard, E. (2008): Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. In: *Nature Geosci* 1 (2), S. 106–110. DOI: 10.1038/ngeo102.
- Rignot, E.; Jacobs, S. (2002): Rapid bottom melting widespread near Antarctic Ice Sheet grounding lines. In: *Science (New York, N.Y.)* 296 (5575), S. 2020–2023. DOI: 10.1126/science.1070942.
- Rignot, E.; Jacobs, S.; Mouginot, J.; Scheuchl, B. (2013): Ice-shelf melting around Antarctica. In: *Science (New York, N.Y.)* 341 (6143), S. 266–270. DOI: 10.1126/science.1235798.
- Rignot, E.; Mouginot, J.; Scheuchl, B. (2011a): Antarctic grounding line mapping from differential satellite radar interferometry. In: *Geophys. Res. Lett.* 38 (10), S. n/a. DOI: 10.1029/2011GL047109.
- Rignot, E.; Velicogna, I.; van den Broeke, M. R.; Monaghan, A.; Lenaerts, J. T. M. (2011b): Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. In: *Geophys. Res. Lett.* 38 (5), S. n/a. DOI: 10.1029/2011GL046583.

- Robertson, R.; Visbeck, M.; Gordon, A. L.; Fahrbach, E. (2002): Long-term temperature trends in the deep waters of the Weddell Sea. In: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49 (21), S. 4791–4806. DOI: 10.1016/S0967-0645(02)00159-5.
- Rosen, P. A.; Hensley, S.; Joughin, I. R.; Li, F. K.; Madsen, S. N.; Rodriguez, E.; Goldstein, R. M. (2000): Synthetic aperture radar interferometry. In: *Proc. IEEE* 88 (3), S. 333–382. DOI: 10.1109/5.838084.
- Rosich, B.; Meadows, P. J.; Schättler, B.; Grion, M.; Emiliani, G. (2001): The ers-2 monogyro and extra backup piloting modes: impact on sar performance. In: CEOS SAR Workshop.
- Rott, H. (2009): Advances in interferometric synthetic aperture radar (InSAR) in earth system science. In: *Progress in Physical Geography* 33 (6), S. 769–791. DOI: 10.1177/0309133309350263.
- Rott, H.; Floricioiu, D.; Wuite, J.; Scheiblauer, S.; Nagler, T.; Kern, M. (2014): Mass changes of outlet glaciers along the Nordenskjöld Coast, northern Antarctic Peninsula, based on TanDEM-X satellite measurements. In: *Geophys. Res. Lett.*, S. n/a. DOI: 10.1002/2014GL061613.
- Rott, H.; Müller, F.; Nagler, T.; Floricioiu, D. (2011): The imbalance of glaciers after disintegration of Larsen-B ice shelf, Antarctic Peninsula. In: *The Cryosphere* 5 (1), S. 125–134. DOI: 10.5194/tc-5-125-2011.
- Sasgen, I.; Konrad, H.; Ivins, E. R.; van den Broeke, M. R.; Bamber, J. L.; Martinec, Z.; Klemann, V. (2013): Antarctic ice-mass balance 2003 to 2012: regional reanalysis of GRACE satellite gravimetry measurements with improved estimate of glacial-isostatic adjustment based on GPS uplift rates. In: *The Cryosphere* 7 (5), S. 1499–1512. DOI: 10.5194/tc-7-1499-2013.
- Scambos, T. A. (2004): Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. In: *Geophys. Res. Lett.* 31 (18). DOI: 10.1029/2004GL020670.
- Scambos, T. A.; Haran, T. M.; Fahnestock, M. A.; Painter, T. H.; Bohlander, J. (2007): MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets: Continent-wide surface morphology and snow grain size. In: *Remote Sensing of Environment* 111 (2-3), S. 242–257. DOI: 10.1016/j.rse.2006.12.020.
- Scharroo, R.; Visser, P. (1998): Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. In: *J. Geophys. Res.* 103 (C4), S. 8113. DOI: 10.1029/97JC03179.
- Schmidtko, S.; Heywood, K. J.; Thompson, A. F.; Aoki, S. (2014): Multidecadal warming of Antarctic waters. In: *Science (New York, N.Y.)* 346 (6214), S. 1227–1231. DOI: 10.1126/science.1256117.

Schoof, C. (2007): Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis. In: *J. Geophys. Res.* 112 (F3). DOI: 10.1029/2006JF000664.

Schwäbisch, M.; Geudtner, D. (1995): Improvement of phase and coherence map quality using azimuth prefiltering: examples from ERS-1 and X-SAR. In: International Geoscience and Remote Sensing Symposium 1995, IGARSS '95. Quantitative Remote Sensing for Science and Applications, Firenze, Italy, 10-14 July 1995, S. 205–207.

Shepherd, A.; Ivins, Erik R.; Geruo, A.; Barletta, V. R.; Bentley, M. J.; Bettadpur, S. et al. (2012): A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. In: *Science (New York, N.Y.)* 338 (6111), S. 1183–1189. DOI: 10.1126/science.1228102.

Shepherd, A.; Wingham, Duncan; Payne, T.; Skvarca, P. (2003): Larsen ice shelf has progressively thinned. In: *Science (New York, N.Y.)* 302 (5646), S. 856–859. DOI: 10.1126/science.1089768.

Shi, H. L.; Lu, Y.; Du, Z. L.; Jia, L.; Zhang, Z. Z.; Zhou, C. X. (2011): Mass change detection in Antarctic ice sheet using ICESat block analysis techniques from 2003 2008. In: *Diqiu Wuli Xuebao* 54 (4), S. 958–965.

Sörgel, Uwe (2006): Vorlesung: Radarfernerkundung. IPI Leibniz Universität Hannover, 2006.

Stammerjohn, S. E.; Martinson, D. G.; Smith, R. C.; Yuan, X.; Rind, D. (2008): Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño–Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. In: *J. Geophys. Res.* 113 (C3). DOI: 10.1029/2007JC004269.

Steig, Eric J.; Schneider, D. P.; Rutherford, S. D.; Mann, M. E.; Comiso, J. C.; Shindell, D. T. (2009): Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. In: *Nature* 457 (7228), S. 459–462. DOI: 10.1038/nature07669.

Stocker, T. F.; Qin, D.; Plattner, G. K.; Alexander, L. V.; S.K. Allen; N.L. Bindoff et al. (2013): Technical Summary. In: Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [T. F. Stocker, D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex und P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Strozzi, T.; Luckman, A. J.; Murray, T.; Wegmüller, U.; Werner, C. L. (2002): Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures. In: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 40 (11), S. 2384–2391. DOI: 10.1109/TGRS.2002.805079.

- Suchandt, S.; Runge, H.; Breit, H.; Steinbrecher, U.; Kotenkov, A.; Balss, U. (2010): Automatic Extraction of Traffic Flows Using TerraSAR-X Along-Track Interferometry. In: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 48 (2), S. 807–819. DOI: 10.1109/TGRS.2009.2037919.
- Sullivan, R. (2008): Synthetic Aperture Radar. In: M. I. Skolnik (Hg.): Radar handbook. (eds.). 3rd ed. McGraw-Hill. New York.
- Sutterley, T. C.; Velicogna, I.; Rignot, E.; Mouginot, J.; Flament, T.; van den Broeke, M. R. et al. (2014): Mass loss of the Amundsen Sea Embayment of West Antarctica from four independent techniques. In: *Geophys. Res. Lett.*, S. n/a. DOI: 10.1002/2014GL061940.
- Tang, J.; Cheng, H.; Liu, L. (2012): Using nonlinear programming to correct leakage and estimate mass change from GRACE observation and its application to Antarctica. In: *J. Geophys. Res.* 117 (B11). DOI: 10.1029/2012JB009480.
- Tarayre, H.; Massonnet, D. (1996): Atmospheric Propagation heterogeneities revealed by ERS-1 interferometry. In: *Geophys. Res. Lett.* 23 (9), S. 989–992. DOI: 10.1029/96GL00622.
- Thomas, E. R.; Marshall, G. J.; McConnell, J. R. (2008): A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850. In: *Geophys. Res. Lett.* 35 (1). DOI: 10.1029/2007GL032529.
- Turner, J. (2002): Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. In: *J. Geophys. Res.* 107 (D13). DOI: 10.1029/2001JD000755.
- Turner, J.; Bindshadler, R.; Convey, P.; Di Prisco, G.; Fahrbach, E.; Gutt, J. et al. (2009): Antarctic climate change and the environment. A contribution to the International Polar Year 2007 - 2008. Cambridge: Scientific Committee on Antarctic Research.
- Turner, J.; Colwell, S. R.; Marshall, G. J.; Lachlan-Cope, T. A.; Carleton, A. M.; Jones, P. D. et al. (2005): Antarctic climate change during the last 50 years. In: *Int. J. Climatol.* 25 (3), S. 279–294. DOI: 10.1002/joc.1130.
- van den Broeke, M. R.; van de Berg, W. J.; van Meijgaard, E. (2006): Snowfall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed. In: *Geophys. Res. Lett.* 33 (2). DOI: 10.1029/2005GL025239.
- van Zyl, J. (2013): Vorlesung "Introduction to the Physics of Remote Sensing". Radar Interferometry Basics. California Institute of Technology. Online verfügbar unter http://www.its.caltech.edu/~ee157/lecture_note/Interferometry.pdf, zuletzt geprüft am 21.05.2014.
- Vaughan, D. G. (2005): Oceans. How does the Antarctic ice sheet affect sea level rise? In: *Science (New York, N.Y.)* 308 (5730), S. 1877–1878. DOI: 10.1126/science.1114670.
- Vaughan, D. G.; J.C. Comiso; I. Allison; J. Carrasco; Kaser, G.; Kwok, R. et al. (2013): Observations: Cryosphere. In: Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of

Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [T. F. Stocker, D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex und P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Vaughan, D. G.; Marshall, G. J.; Connolley, W. M.; King, J. C.; Mulvaney, R. (2001): Climate change: Devil in the detail. In: *Science (New York, N.Y.)* (293), S. 1777–1779.

Vaughan, D. G.; Marshall, G. J.; Connolley, W. M.; Parkinson, C.; Mulvaney, R.; Hodgson, D. A. et al. (2003): Recent Rapid Regional Climate Warming on the Antarctic Peninsula. In: *Climatic Change* 60 (3), S. 243–274. DOI: 10.1023/A:1026021217991.

Velicogna, I. (2009): Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE. In: *Geophys. Res. Lett.* 36 (19). DOI: 10.1029/2009GL040222.

Walker, D. P.; Brandon, M. A.; Jenkins, A.; Allen, J. T.; Dowdeswell, J. A.; Evans, J. (2007): Oceanic heat transport onto the Amundsen Sea shelf through a submarine glacial trough. In: *Geophys. Res. Lett.* 34 (2). DOI: 10.1029/2006GL028154.

Wegmüller, U. (1999): Automated terrain corrected SAR geocoding. In: Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1999. IGARSS'99 Proceedings. IEEE 1999 International, Bd. 3., IEEE, S. 1712–1714.

Werner, C.; Wegmüller, U.; Strozzi, T.; Wiesmann, A. (2000): Gamma SAR and interferometric processing software. In: ERS - ENVISAT Symposium, Goetheburg, Schweden, 16. - 20. Oct. 2000.

Werner, C.; Wegmüller, U.; Strozzi, T.; Wiesmann, A. (2002): Processing strategies for phase unwrapping for INSAR applications. In: Proceedings of the 4th European Conference on Synthetic Aperture Radar EUSAR, S. 353–356.

Woodhouse, I. H. (2006): Introduction to microwave remote sensing. Boca Raton Fla. u.a.: CRC Taylor & Francis.

Wu, X.; Heflin, M. B.; Schotman, H.; Vermeersen, B. L. A.; Dong, D.; Gross, R. S. et al. (2010): Simultaneous estimation of global present-day water transport and glacial isostatic adjustment. In: *Nature Geoscience* 3 (9), S. 642–646. DOI: 10.1038/ngeo938.

Yanjie, Z. (2005): A comparison of the different models used for interferograms flattening. In: IGARSS'05. 2005 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings. Seoul, 25-29 July 2005.

Zebker, H. A.; Lu, Y. (1998): Phase unwrapping algorithms for radar interferometry: residue-cut, least-squares, and synthesis algorithms. In: *JOSA A* 15 (3), S. 586–598.

- Zebker, H. A.; Rosen, P. A.; Goldstein, R. M.; Gabriel, A.; Werner, Charles L. (1994): On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake. In: *J. Geophys. Res.* 99 (B10), S. 19617. DOI: 10.1029/94JB01179.
- Zebker, H. A.; Villasenor, J. (1992): Decorrelation in interferometric radar echoes. In: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 30 (5), S. 950–959. DOI: 10.1109/36.175330.
- Zwally, H. J.; Giovinetto, M. B. (2011): Overview and Assessment of Antarctic Ice-Sheet Mass Balance Estimates: 1992–2009. In: *Surv Geophys* 32 (4-5), S. 351–376. DOI: 10.1007/s10712-011-9123-5.

Eidesstattliche Erklärung

Ich versichere eidesstattlich, die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen benutzt zu haben. Alle wörtlichen und sinngemäßen Entlehnungen sind unter genauer Angabe der Quelle kenntlich gemacht. Die Arbeit war in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht Bestandteil einer Studien- oder Prüfungsleistung.

Ort, Datum

Peter Friedl